



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Curso de graduação em Geologia

Júlia Carvalho Rodrigues Belo

Paula Ribeiro Bianchini

TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL – 2018

Projeto Monte do Carmo - Área VI

Brasília/DF

2018

Folha de aprovação

TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL – 2018

Projeto Monte do Carmo - Área VI

Autor: Júlia Carvalho Rodrigues Belo e Paula Ribeiro Bianchini

Monografia submetida ao corpo docente do Curso de Graduação em Geologia, do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília – UnB, como requisito parcial à obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Banca Examinadora Aprovada por:

CARLOS JORGE DE ABREU

Professor da Universidade de Brasília -(UnB)

JEREMIE GARNIER

Professor da Universidade de Brasília - (UnB)

TATI DE ALMEIDA

Professora da Universidade de Brasília - (UnB)

Brasília-DF, 4 de dezembro de 2018.

Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Curso de graduação em Geologia

Júlia Carvalho Rodrigues Belo 12/0152584

Paula Ribeiro Bianchini 12/0153459

TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL – 2018

Projeto Monte do Carmo - Área VI

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Instituto de Geociências como requisito à obtenção do diploma do Curso de Graduação em Geologia.

ORIENTADORES

Elton Luiz Dantas (coordenador)
Adriana Horbe
Elder Yokoyama
Eliza Nunes Peixoto
Federico Alberto Cuadros Jiménez
Jeremie Garnier
Luís Gustavo Ferreira Viegas
Natália Hauser
Nilson Francisquini Botelho
Suzan Waleska Pequeno Rodrigues

BRASÍLIA/DF

2018

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho ao meu “vô Zezinho”, quem me ensinou que a bondade, o amor ao próximo e a humildade devem estar acima de tudo.

Júlia Belo

AGRADECIMENTOS

Agradeço imensamente aos meus pais, Fernando e Silvia Belo, e à minha irmã, Laura Belo, pelo amor, apoio e incentivo incondicional. Sem eles eu não chegaria até aqui.

À Paula Bianchini, minha amiga e dupla de TF, pelo companheirismo, dedicação, confiança e experiências maravilhosas (alguns perrengues também) divididas nesse ano.

Ao meu namorado, Gabriel Magalhães, por sempre estar comigo nos momentos difíceis.

Aos colegas do projeto, pelo espírito coletivo e companhia nos momentos de alegria e desespero.

Aos professores e envolvidos no Projeto Monte do Carmo que tornaram possível esse trabalho de conclusão de curso.

Obrigada!

Júlia Belo

Gostaria de agradecer primeiramente aos meus pais por todo o apoio e suporte durante todos esses anos, sem vocês eu não teria chegado até aqui. Ao meu namorado, Mateus Augusto, pelo apoio e por tudo o que passamos nesses dois anos, sobreviver ao Tocantins foi muito mais fácil com você. À Camila Câmara, pela paciência e pelo apoio, mesmo que de longe. Aos amigos da geologia, por todos esses anos de curso, pelos campos, e por todos os momentos compartilhados.

Aos professores e a todos os colaboradores do Projeto Monte do Carmo, pelos ensinamentos e pelas lições. E principalmente a minha dupla, Júlia Belo, por todo o companheirismo e por tudo o que enfrentamos durante esse ano tão difícil. Muito obrigada!!

Paula Bianchini

*“O mais belo presente da natureza
é que dá um prazer olhar ao redor
e tentar compreender o que podemos ver”*

(Albert Einstein)

RESUMO

O Projeto Monte do Carmo 2018 corresponde ao trabalho de conclusão de curso de Geologia da Universidade de Brasília (UnB), e consiste em um mapeamento geológicos na escala 1:50.000 da região entre as cidades de Porto Nacional e Monte do Carmo, no Estado do Tocantins. A região mapeada abrange a borda sul da Bacia do Parnaíba e encontra-se inserida na Província Tocantins, entre a porção setentrional da faixa Brasília e a porção meridional da faixa Araguaia. Na área VI foram mapeadas rochas pertencentes ao Complexo Porto Nacional, como gnaisses dioríticos, gnditos, grafita xistos e máficas; à Formação Morro do Aquiles, como quartzo xistos; à unidades intrusivas, como o Granito Santana; além de rochas sedimentares dos Grupos Serra Grande e Canindé e de coberturas detrito aluvionares.

No contexto tectônico a área do Projeto está associada a eventos como magmatismo, metamorfismo e colisão, com destaque para as Orogêneses Transbrasiliana e Brasiliana. As duas principais unidades que compõem a área VI, Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles, são sequências metavulcanosedimentares depositadas no paleoproterozoico em ambiente de arco de ilha (ortoderivadas) e em bacias orogênicas associadas ao arco (paraderivadas) que, posteriormente, foram metamorfizadas durante a Orogênese Transbrasiliana, passando por um processo de retrometamorfismo durante a Orogênese Brasiliana. O desenvolvimento da Bacia do Parnaíba ocorreu sobre o embasamento Proterozóico continental durante a estabilização da plataforma sul-americana, tendo o Ciclo Brasileiro sido responsável pela formação dos grábens que ocorrem, na parte basal, por toda a Bacia e pela formação de grandes falhas que, na região do projeto, apresentam cinemática sinistral.

Palavras-chave: Província Tocantins; Monte do Carmo; Complexo Porto Nacional; Bacia do Parnaíba.

ABSTRACT

The Monte do Carmo Project corresponds to the undergraduate thesis of geology course at the University of Brasília (UnB), and it comprises a geological mapping in the 1:50.000 scale of the region between the cities of Monte do Carmo and Porto Nacional, in Tocantins state. The mapped region covers the southern border of the Paraíba Basin and is inserted of the Provincia Tocantins, between the northern portion of the Brasília Belt and the southern portion of the Araguaia Belt. In the area VI were mapped rocks from Porto Nacional Complex, like dioritic gneisses, gneissos, graphite schist and mafics; from Morro do Aquiles Formation, like quartz schists; and from intrusive units, like the Santana Granite, and sediments from Serra Grande and Canindé Groups and debris rocks.

In the tectonic context, the project is associated to episodes of magmatism, metamorphism and collision events, with emphasis to the Transbrasiliano Cycle and to the Brasiliano Cycle. The main units that constitute the area VI, Porto Nacional Complex and Morro do Aquiles Formation, are metavolcanosedimentary and were deposited in paleoproterozoic age in island arc environment (orotides) and in orogenic basins associated to the arc (orotides) the, lately, were submitted to metamorphic conditions during the Transbrasiliano Cycle, passing through retrometamorphism during the Brasiliano Cycle. The development of the Paraíba Basin occurred over the continental Proterozoic embasement during the stabilization on the south american platform, with the Brasiliano Cycle as responsible for the grabens formation that are present all over the Basin and for the formation of the major faults that, in the project region, have sinistral kinematic.

Keywords: Tocantins Province; Monte do Carmo; Porto Nacional Complex; Paraíba Basin.

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Act – Actinolita

Anf – Anfibólio

Ep - Epidoto

Gr – Grafita

Grt – Granada

Hbl – Hornblenda

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

Ilm – Ilmenita

KF – Feldspato Potássico

LANSAT – Land Remote Sensing Satellite

Mc – Microclínio

Op - Opacos

Pl – Plagioclásio

Qtz – Quartzo

SA3D - Sinal Analítico em Três Dimensões

SRTM - *Shuttle Radar Topographic Mission*

TILT-GHT - Gradiente Horizontal Total

Ttn – Titanita

Zrn - Zircão

LISTA DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1. Mapa de localização e articulações das Áreas do Projeto Monte do Carmo 2018. .. | 22 |
| Figura 2. Mapa de geomorfologia do estado do Tocantins, com destaque para a área do Projeto Monte do Carmo. | 23 |
| Figura 3. Mapa de pedologia do Projeto Monte do Carmo. | 24 |
| Figura 4. Mapa de vegetação potencial do estado do Tocantins, com destaque para a área do Projeto Monte do Carmo. | 25 |
| Figura 5. Mapa de bacias hidrográficas do estado do Tocantins, com destaque para a área do Projeto Monte do Carmo. | 27 |
| Figura 6. Mapa dos lineamentos estruturais interpretadas da área do Projeto Monte do Carmo através de produtos da aeromagnetometria (TILT, 1DV e Gradiente Horizontal Total – GHT). | 30 |
| Figura 7. Mapa de domínios magnéticos SA3D. | 32 |
| Figura 8. Mapa de domínios com amplitude de sinais analíticos. | 32 |
| Figura 9. Domínios gamaespectométricos da área do projeto Monte do Carmo. Os domínios foram delimitados a partir da composição ternária RGB e modelo digital de elevação (MDE) ao fundo. | 35 |
| Figura 10. Mapa da primeira derivada vertical e lineamentos da área VI. | 38 |
| Figura 11. Mapa do TILT e lineamentos da área VI. | 39 |
| Figura 12. Mapa gamaespectométrico e domínios litogeofísicos da área VI. | 40 |
| Figura 13. Comparação entre os sensores LANDSAT 8 OLI/TIRS e LANDSAT 7 ETM+, sendo a linha superior indicativa das bandas espectrais do LANDSAT 8 OLI/TIRS e a linha inferior das bandas do LANDSAT 7 ETM+. | 43 |
| Figura 14. Principais características do sensor ALOS PALSAR. | 44 |
| Figura 15. Fluxograma do processamento e interpretação de dados obtidos por sensores remotos. | 45 |
| Figura 16. Mapas da área VI. | 47 |
| Figura 17. Relevo sombreado gerado a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE) do ALOS PALSAR. | 48 |
| Figura 18. Fluxograma esquematizando os principais passos do processamento dos dados. .. | 49 |
| Figura 19. Localização, geologia e domínios tectônicos da porção centro-norte da Província Tocantins, área de estudo do Projeto Monte do Carmo. | 57 |
| Figura 20. Mapa Geológico da área VI e Perfil AB. | 76 |

| | |
|--|-----|
| Figura 21. Gnaiss Diorítico (amostra TF_18_VI_54). | 77 |
| Figura 22. Granada Anfibólio gnaiss Diorítico (amostra TF_18_VI_162). | 79 |
| Figura 23. Diagrama mostrando o resultado da microsonda nas amostras TF_18_VI_03 e TF_18_VI_54ii. | 80 |
| Figura 24. Biotita Augen Gnaiss Granítico (amostra TF_18_VI_46). | 81 |
| Figura 25. Biotita Augen Gnaiss Granítico (TF_18_VI_46). | 82 |
| Figura 26. Metadiorito (amostra TF_18_VI_164). | 83 |
| Figura 27. Metadiorito (amostra TF_18_VI_164). | 84 |
| Figura 28. Metabásica (TF_18_VI_06). | 85 |
| Figura 29. Metabásica (amostra TF_18_VI_06). | 86 |
| Figura 30. Diagrama mostrando o resultado da microsonda nas amostra TF_18_VI_06. | 86 |
| Figura 31. Diorito (amostra TF_18_VI_56). | 87 |
| Figura 32. Diorito (amostra TF_18_VI_56). | 88 |
| Figura 33. Grafita Xisto (TF_18_VI_163). | 89 |
| Figura 34. Gondito. | 90 |
| Figura 35. Gondito (amostra TF_18_VI_167). | 91 |
| Figura 36. Quartzo mica xisto (amostra TF_18_VI_142). | 92 |
| Figura 37. Quartzo Mica Xisto (TF_18_VI_142). | 93 |
| Figura 38. Granito Santana (amostra TF_18_VI_148). | 94 |
| Figura 39. Granito Santana (amostra TF_18_VI_148). | 95 |
| Figura 40. Coluna Estratigráfica da Formação Jaicós levantada em corte de estrada às margens da TO-070. | 97 |
| Figura 41. Morrotes de seixos da Formação Jaicós (TF_18_VI_118). | 98 |
| Figura 42. Formação Jaicós (TF_18_VI_119). | 99 |
| Figura 43. Morros da porção oeste da área VI que são formados por rochas da Formação Pimenteiras. | 100 |
| Figura 44. Arenito Ferruginoso. | 101 |
| Figura 45. Arenito Ferruginoso (amostra TF_18_VI_05). | 101 |
| Figura 46. Siltito. | 102 |
| Figura 47. Siltito (amostra TF_18_VI_106). | 103 |
| Figura 48. Crosta Laterítica Vermiforme. | 104 |
| Figura 49. Crosta Laterítica. | 105 |
| Figura 50. Aluviões. | 105 |
| Figura 51. Área de estudo do rio Tocantins na região de Porto Nacional. | 108 |

| | |
|---|-----|
| Figura 52. Mapa de elementos tectônicos regionais e domínios estruturais do Projeto Monte do Carmo. A localização da área VI está indicada pelo retângulo vermelho, no centro do domínio II. | 110 |
| Figura 53. Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo. | 113 |
| Figura 54. Mapa estrutural da área VI. | 115 |
| Figura 55. Granito do ponto TF_18_VI_160. | 116 |
| Figura 56. Estereograma confeccionado a partir de 3 medidas das foliações miloníticas. | 116 |
| Figura 57. Foliação milonítica no granito da amostra TF_18_VI_148. | 117 |
| Figura 58. Bandamento gnáissico sendo deslocado por falha no biotita anfibólio gnaiss Diorítico do ponto TF_18_VI_30. | 118 |
| Figura 59. Estereograma confeccionado a partir das medidas dos bandamentos gnáissicos (16 medidas). As medidas apresentam direção de mergulho preferencial para NW e trend NE-SW. | 118 |
| Figura 60. Trama geral do biotita anfibólio gnaiss Diorítico do ponto TF_18_VI_30. | 119 |
| Figura 61. Xistosidade. | 119 |
| Figura 62. Estereograma confeccionado a partir das medidas do plano dos grafita xisto e da lineação de estiramento contida no plano de xistosidade. | 120 |
| Figura 63. Lineação de estiramento contida no plano do bandamento gnáissico, ponto TF18_VI_55. | 120 |
| Figura 64. Lineação de estiramento contida no plano de foliação do grafita xisto, ponto TF_18_VI_163. | 121 |
| Figura 65. Veio de quartzo associado a falha transcorrente presente no ponto TF_18_VI_57. | 121 |
| Figura 66. Bandamento gnáissico sendo deslocado por falha no biotita anfibólio gnaiss Diorítico do ponto TF_18_VI_30. | 122 |
| Figura 67. Fraturas. | 122 |
| Figura 68. Medidas de fraturas. | 123 |
| Figura 69. Veios de quartzo cortando lentes de grafita xisto, ponto TF_18_VI_163. | 124 |
| Figura 70. Mapa de Lineamentos Rúpteis. | 124 |
| Figura 71. Mapa de fácies metamórficas da área VI. | 126 |
| Figura 72. Diagrama esquemático de fácies metamórficas. | 127 |
| Figura 73. Diagramas de variação a partir elementos maiores (% peso) vs. SiO ₂ em rochas paraderivadas do embasamento. | 130 |
| Figura 74. Diagrama de Pettijonh para estudo do protólito das rochas do embasamento. | 131 |

| | |
|---|-----|
| Figura 75. Diagrama Ternário Ni-Zn-Co (modificado de Choi e Hariya 1992) e diagrama da razão As+Cu+Mo+Pb+V / Co+Ni (adaptado de Nicholson, 1992)..... | 132 |
| Figura 76. Diagramas para análise dos granitos intrusivos na Formação Morro do Aquiles. | 133 |
| Figura 77. Mapa de substâncias requeridas à ANM na área do Projeto Porto Nacional..... | 137 |
| Figura 78. Ouro livre encontrado em veio de quartzo hidrotermal na subárea II, com granulação inferior a 0.5mm..... | 138 |
| Figura 79. Mapa das principais ocorrências minerais da área VI..... | 142 |
| Figura 80. Morrotes de seixos da Formação Jaicós (TF_18_VI_118). A e B) Afloramentos em cascalheira abandonada às margens da TO-070. | 142 |
| Figura 81. Grafita Xisto encontrado na área VI (TF_18_VI_163)..... | 143 |
| Figura 82. Crosta laterítica. | 144 |
| Figura 83. Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio I. | 149 |
| Figura 84. Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio II..... | 149 |
| Figura 85. Desenho esquemático do quadro tectônico da região do Projeto Monte do Carmo. | 152 |
| Figura 86. Comparação entre os mapas geológicos de Gorayeb <i>et al.</i> , (2013), da CPRM (2017) e do Projeto Monte do Carmo (2018). | 158 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|---|-----|
| Tabela 1. Características dos principais domínios magnéticos composicionais. | 33 |
| Tabela 2. Descrição das principais características dos domínios gamaespectométricos do Projeto Monte do Carmo. | 36 |
| Tabela 3. Domínios litogeofísicos determinados, sua resposta gamaespectométrica e o litotipo inferido a partir da correlação do mapa apresentado com o mapa geológico da região. | 39 |
| Tabela 4. Código das cenas (ID) e data de aquisição e data de cada sensor utilizado. | 41 |
| Tabela 5. Bandas espectrais do Sensor OLI e TIRS, apresentando seus respectivos intervalos de comprimentos de onda e resoluções espaciais. | 42 |
| Tabela 6. Bandas espectrais do sensor ETM+, apresentando seus respectivos intervalos de comprimentos de onda e resoluções espaciais. | 42 |
| Tabela 7. Bandas espectrais do sensor ETM+, apresentando seus respectivos intervalos de comprimentos de onda e resoluções espaciais. | 43 |
| Tabela 8. Imagens adquiridas das cenas 222_67 e 222_68. | 49 |
| Tabela 9. Imagens adquiridas das cenas 222_67 e 222_68. | 49 |
| Tabela 10. Protocolo determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis. | 51 |
| Tabela 11. Protocolo de abertura de amostras em Savillex®. | 51 |
| Tabela 12. Protocolo de preparação de amostras para determinação mineralógica por difratometria de raio-x. | 52 |
| Tabela 13. Principais supergrupos individualizados de acordo com os critérios geocronológicos. | 66 |
| Tabela 14. Área do rio calculada, em quilômetros quadrados, para cada data correspondente. | 107 |
| Tabela 15. Amostras do embasamento analisadas pelo método geoquímico. | 129 |
| Tabela 16. Gonditos analisados pelo método geoquímico. | 131 |
| Tabela 17. Granitos analisados pelo método geoquímico. | 133 |

SUMÁRIO

| | | |
|------------|---|-----------|
| □ | Capítulo 1: Introdução..... | 20 |
| 1.1. | <i>CONSIDERAÇÕES INICIAIS</i> | <i>21</i> |
| 1.2. | <i>LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO</i> | <i>21</i> |
| 1.3. | <i>ASPECTOS FISIAGRÁFICOS.....</i> | <i>22</i> |
| 1.3.1. | Geomorfologia..... | 22 |
| 1.3.2. | Solo..... | 23 |
| 1.3.3. | Clima | 24 |
| 1.3.4. | Vegetação | 24 |
| 1.3.5. | Hidrografia..... | 26 |
| 1.3.6. | Aspectos Econômicos, Políticos e Humanos..... | 27 |
| 1.4. | <i>MATERIAIS E MÉTODOS</i> | <i>28</i> |
| 1.4.1. | Etapa Pré-Campo..... | 28 |
| 1.4.1.1. | Geofísica..... | 28 |
| 1.4.1.1.1. | <i>Geofísica do Projeto Monte do Carmo</i> | <i>29</i> |
| 1.4.1.1.2. | <i>Geofísica da Área VI</i> | <i>38</i> |
| 1.4.1.2. | Sensoriamento Remoto..... | 40 |
| 1.4.1.2.1. | <i>Processamento de Imagens</i> | <i>40</i> |
| 1.4.1.2.2. | <i>Natureza das Imagens</i> | <i>41</i> |
| 1.4.1.2.3. | <i>Processamentos dos dados</i> | <i>45</i> |
| 1.4.1.3. | Detecções de Mudanças Multitemporais no Rio Tocantins | 48 |
| 1.4.2. | Etapa de Campo..... | 50 |
| 1.4.3. | Etapa Pós Campo..... | 50 |
| 1.4.3.1. | Petrografia | 50 |
| 1.4.3.2. | Geoquímica de Elementos Maiores e Traços | 50 |
| 1.4.3.2.1. | <i>Perda ao Fogo (PF)</i> | <i>50</i> |
| 1.4.3.2.2. | <i>Digestão das Amostras</i> | <i>51</i> |
| 1.4.3.2.3. | <i>Determinação Geoquímica.....</i> | <i>51</i> |
| 1.4.3.3. | Microsonda Eletrônica | 52 |
| 1.4.3.4. | Difratometria de Raios X (DRX) | 52 |

| | | |
|------------|--|-----------|
| □ | Capítulo 2: Geologia Regional..... | 54 |
| 2.1. | <i>INTRODUÇÃO.....</i> | <i>55</i> |
| 2.2. | <i>CONTEXTO TECTÔNICO E ESTRATIGRÁFICO.....</i> | <i>56</i> |
| 2.3. | <i>LITOESTRATIGRAFIA E GEOCRONOLOGIA</i> | <i>57</i> |
| □ | Capítulo 3: Geologia Local | 69 |
| 3.1. | <i>UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS</i> | <i>70</i> |
| 3.1.1. | Unidades Litoestratigráficas do Projeto Monte do Carmo | 70 |
| 3.1.1.1. | Complexo Porto Nacional | 70 |
| 3.1.1.2. | Formação Morro do Aquiles | 71 |
| 3.1.1.3. | Plutônicas sin- a pós- tectônicas..... | 71 |
| 3.1.1.4. | Suíte Vulcânica Santa Rosa..... | 72 |
| 3.1.1.5. | Suíte Ipueiras | 72 |
| 3.1.1.6. | Suíte Aliança | 72 |
| 3.1.1.7. | Sequência Metavulcanossedimentar Indefinida | 72 |
| 3.1.1.8. | Intrusões Máficas Ultramáficas Acamadadas..... | 73 |
| 3.1.1.9. | Formação Monte do Carmo..... | 73 |
| 3.1.1.10. | Suíte Lajeado | 73 |
| 3.1.1.11. | Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida | 74 |
| 3.1.1.12. | Grupos Serra Grande e Canindé | 74 |
| 3.1.1.13. | Diques e Soleiras | 74 |
| 3.1.1.14. | Depósitos Lateríticos | 75 |
| 3.1.1.15. | Depósitos Aluvionares..... | 75 |
| 3.1.2. | Unidades Litoestratigráficas da área VI | 75 |
| 3.1.2.1. | Complexo Porto Nacional | 75 |
| 3.1.2.1.1. | <i>Unidades Ortoderivadas</i> | <i>77</i> |
| 3.1.2.1.2. | <i>Unidades Paraderivadas</i> | <i>88</i> |
| 3.1.2.2. | Formação Morro do Aquiles | 92 |
| 3.1.2.2.1. | <i>Quartzo Mica Xisto.....</i> | <i>92</i> |
| 3.1.2.3. | Granito Santana | 94 |
| 3.1.2.4. | Bacia do Parnaíba | 96 |
| 3.1.2.4.1. | <i>Grupo Serra Grande.....</i> | <i>96</i> |

| | | |
|------------|--|------------|
| 3.1.2.4.2. | <i>Grupo Canindé</i> | 99 |
| 3.1.2.5. | Depósitos Terciário e Quaternários | 103 |
| 3.1.2.5.1. | <i>Crostras Lateríticas</i> | 103 |
| 3.1.2.5.2. | <i>Aluvião</i> | 105 |
| 3.2. | <i>ANÁLISE MULTIESPECTRAL DO RIO TOCANTINS</i> | 106 |
| 3.3. | <i>GEOLOGIA ESTRUTURAL</i> | 109 |
| 3.3.1. | Quadro Estrutural do Projeto Monte do Carmo..... | 109 |
| 3.3.1.1. | Domínio I..... | 111 |
| 3.3.1.2. | Domínio II | 111 |
| 3.3.1.3. | Domínio III..... | 112 |
| 3.3.1.4. | Domínio IV | 112 |
| 3.3.1.5. | Domínio V | 112 |
| 3.3.2. | Quadro Estrutural da área VI..... | 114 |
| 3.3.2.1. | Elementos da Trama Dúctil | 114 |
| 3.3.2.2. | Elementos da Trama Rúptil | 121 |
| 3.4. | <i>METAMORFISMO DA ÁREA VI</i> | 125 |
| 3.4.1. | Domínio 1 (Interface entre fácies xisto verde e anfibolito)..... | 125 |
| 3.4.2. | Domínio 2 (Fácies xisto verde) | 128 |
| 3.4.3. | Domínio 3 (Terrenos não metamórficos) | 128 |
| 3.4.3.1. | Domínio 3a | 128 |
| 3.4.3.1. | Domínio 3b..... | 128 |
| 3.5. | <i>LITOGEOQUÍMICA</i> | 128 |
| 3.5.1. | Embasamento | 129 |
| 3.5.2. | Granitos sin- a pós- tectônicas na Formação Morro do Aquiles | 132 |
| 3.5.3. | Litogeoquímica da área VI | 134 |
| □ | Capítulo 4: Geologia Econômica | 136 |
| 4.1. | <i>DEPÓSITOS E OCORRÊNCIAS MINERAIS DO PROJETO MONTE DO CARMO</i> 137 | |
| 4.1.1. | Ocorrências e Potenciais Minerais Regionais | 137 |
| 4.1.1.1. | Ouro..... | 137 |
| 4.1.1.2. | Minério de Ferro..... | 139 |

| | | |
|----------|---|------------|
| 4.1.1.3. | Manganês..... | 139 |
| 4.1.1.4. | Grafita..... | 139 |
| 4.1.2. | Minerais e Rochas Industriais..... | 140 |
| 4.1.2.1. | Feldspatos | 140 |
| 4.1.2.2. | Agregados..... | 140 |
| 4.1.2.3. | Rochas ornamentais e/ou de revestimento..... | 141 |
| 4.2. | <i>DEPÓSITOS E OCORRÊNCIAS MINERAIS DA ÁREA VI.....</i> | <i>141</i> |
| 4.2.1. | Seixos | 141 |
| 4.2.2. | Grafita..... | 143 |
| 4.2.3. | Ouro | 144 |
| 4.2.4. | Crosta Laterítica | 144 |
| 4.3. | <i>CONSIDERAÇÕES FINAIS</i> | <i>145</i> |
| □ | Capítulo 5: Evolução Geológica | 147 |
| 5.1. | <i>Introdução</i> | <i>148</i> |
| 5.2. | <i>Estágio I - Formação do Complexo Porto Nacional e da Formação Morro do Aquiles - 2.20 a 2.12 Ga.....</i> | <i>148</i> |
| 5.3. | <i>Estágio II – Orogênese Riacciana - 2.10 a 2.05 Ga</i> | <i>149</i> |
| 5.4. | <i>Estágio III – Formação da Unidade Metassedimentar Indiferenciada</i> | <i>150</i> |
| 5.5. | <i>Estágio IV – Orogênese Brasileira – 800 a 500Ma.....</i> | <i>150</i> |
| 5.6. | <i>Estágio V – Bacia do Parnaíba</i> | <i>153</i> |
| 5.7. | <i>Estágio VI – Diques Máficos</i> | <i>154</i> |
| □ | Capítulo 6: Conclusões..... | 156 |
| 6.1. | <i>Introdução</i> | <i>157</i> |
| 6.2. | <i>Contribuições do Projeto Monte do Carmo</i> | <i>157</i> |
| 6.3. | <i>Contribuições da Área VI.....</i> | <i>159</i> |
| 6.4. | <i>Considerações Finais</i> | <i>159</i> |
| □ | Capítulo 7: Referências Bibliográficas | 161 |

➤ **Capítulo 1: Introdução**

1.1. CONSIDERAÇÕES INICIAIS

O Projeto Monte do Carmo corresponde ao trabalho de conclusão de curso da turma de Geologia do ano de 2018 para a obtenção do título de bacharel em Geologia pela Universidade de Brasília (UnB). O projeto consiste em realizar um mapeamento geológico na escala de 1:50.000 na região entre as cidades de Porto Nacional e Monte do Carmo, no centro-sul do Estado do Tocantins. A área de estudo compreende, aproximadamente, 2000 km² e foi subdividida em 19 áreas, com acréscimo de mais 2 áreas durante o trabalho de campo, somando 21 subáreas.

A área de estudo foi escolhida por englobar uma gama variada de unidades tectônicas e geológicas, além da escassez de bibliografia publicada e de mapas geológicos na escala de mapeamento de 1:50.000 proposta nesse projeto. Um dos principais problemas a serem abordado são referentes ao melhor entendimento da Bacia Neoproterozoica-Cambriana de Monte do Carmo, composta por uma sequência vulcano sedimentar contendo vulcanismo explosivo e carbonatos, além da faixa de granulitos que ocorre no contato do Arco Magmático de Goiás com a borda leste do Cráton Amazonas e do papel do Lineamento Transbrasiliano no contexto da área do projeto.

O projeto, realizado por 44 alunos, foi proposto e coordenado pelo professor Elton Luiz Dantas, com a participação dos professores Adriana Horbe, Elder Yokoyama, Eliza Nunes Peixoto, Federico Alberto Cuadros Jiménez, Jeremie Garnier, Luís Gustavo Ferreira Viegas, Nathália Hauser, Nilson Francisquini Botelho e Suzan Waleska Pequeno Rodrigues.

O presente relatório apresenta principalmente os resultados dos estudos referentes à área VI, mapeada pelas alunas Júlia Belo e Paula Bianchini. Neste relatório, serão apresentados os dados adquiridos, assim como as respectivas análises, interpretações e conclusões, levando-se em consideração a integração dos dados com as demais áreas.

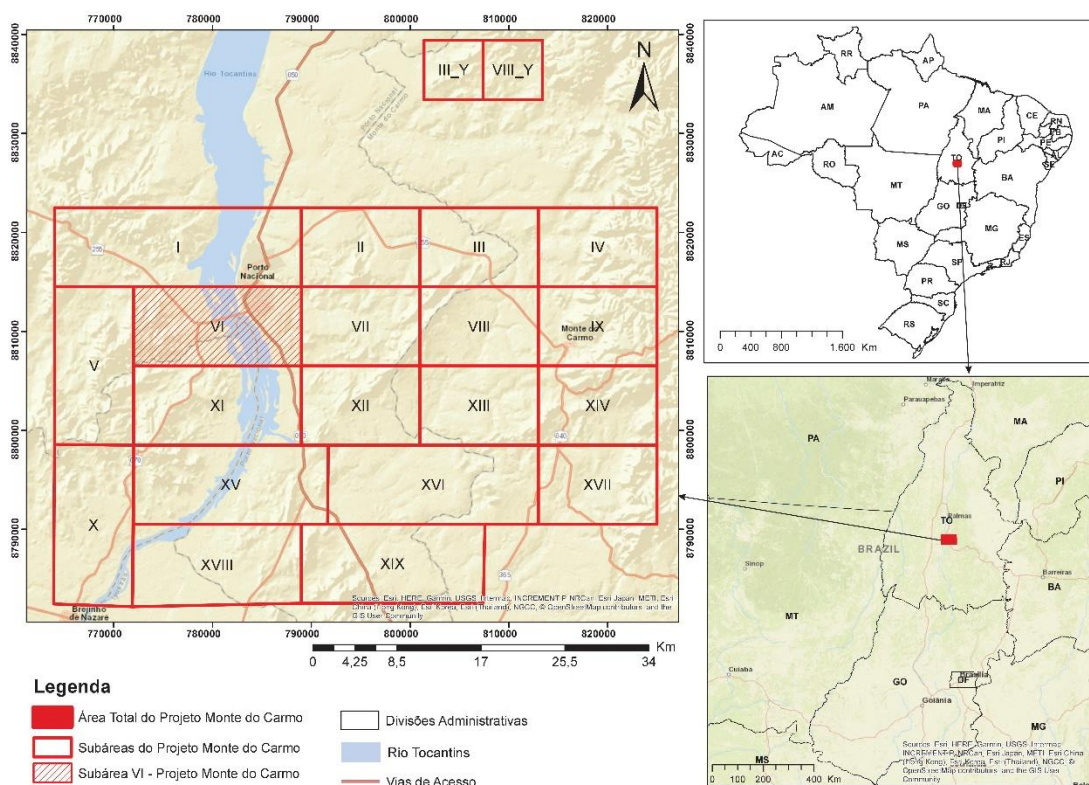
1.2. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo do Projeto Monte do Carmo (Figura 1) encontra-se na porção centro-sul do estado do Tocantins, entre as cidades de Monte do Carmo e Porto Nacional, sendo essa última a cidade sede do projeto de conclusão de curso. O município de Monte do Carmo está localizado a apenas 89 km da capital Palmas e a cerca de 780 km de Brasília-DF.

A área VI é delimitada pelas seguintes coordenadas, segundo o sistema de projeção Universal Transversa e Mercator (UTM), Zona 22L, datum WGS 84: 772004.64 E/ 8814494.05 S; 772001.68 E/ 8806496.63 S; 788999.04 E/ 8806499.91 S; 788999.71 E/ 8814499.45 S.

A área de estudo compreende uma porção da região sudoeste da cidade de Porto Nacional e apresenta área total de cerca de 136 km². Seu acesso pode ser feito pelas vias estaduais TO-225, TO-070 e TO-050, além de vias secundárias não pavimentadas nos arredores e interior da área.

Figura 1. Mapa de localização e articulações das Áreas do Projeto Monte do Carmo 2018.



1.3. ASPECTOS FISIOGRAFICOS

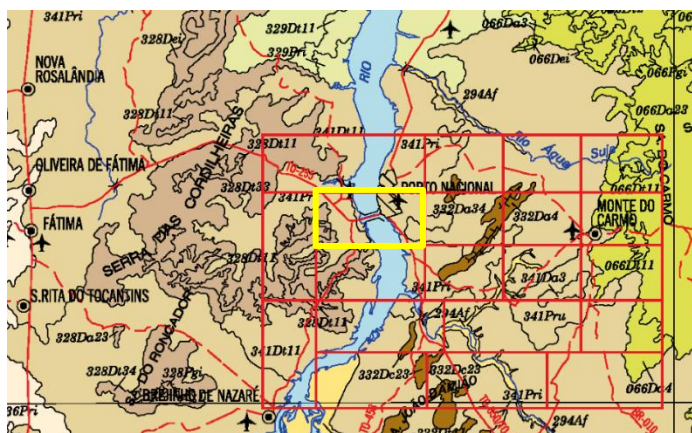
1.3.1. Geomorfologia

De acordo com os dados coletados durante o Projeto Zoneamento Agroecológico do Estado de Tocantins, Embrapa 1999, o estado do Tocantins pode ser compartimentado em: formas estruturais, relevo cuja topografia é condicionada pela estrutura; formas erosivas, formas de relevo constituídas a partir de processos predominantemente erosivos; tipos de dissecação, formas de relevo entalhados pelos agentes erosivos, havendo uma dissecação diferencial do relevo, principalmente ao longo da rede hidrográfica; e formas de acumulação,

Relevos resultantes do depósito de sedimentos, em regiões fluviais, paludais e lacustres, normalmente sujeitos à inundação. (Figura 2).

Na área de estudo do Projeto Monte do Carmo ocorrem patamares estruturais (SEpt), superfícies de pediplanos (ESpp), terraços fluviais (Etf), dissecado em mesas (Dm), dissecado em patamares (Dpt), dissecado em colins (Dc), dissecado em colinas de topo aplainado (Dcta), dissecado em colinas e ravinas (Dcr), planícies e terraços fluviais (Aptf), terraços fluviais (Apf) e áreas de acumulação inundáveis (Aai).

Figura 2. Mapa de geomorfologia do estado do Tocantins, com destaque para a área do Projeto Monte do Carmo.



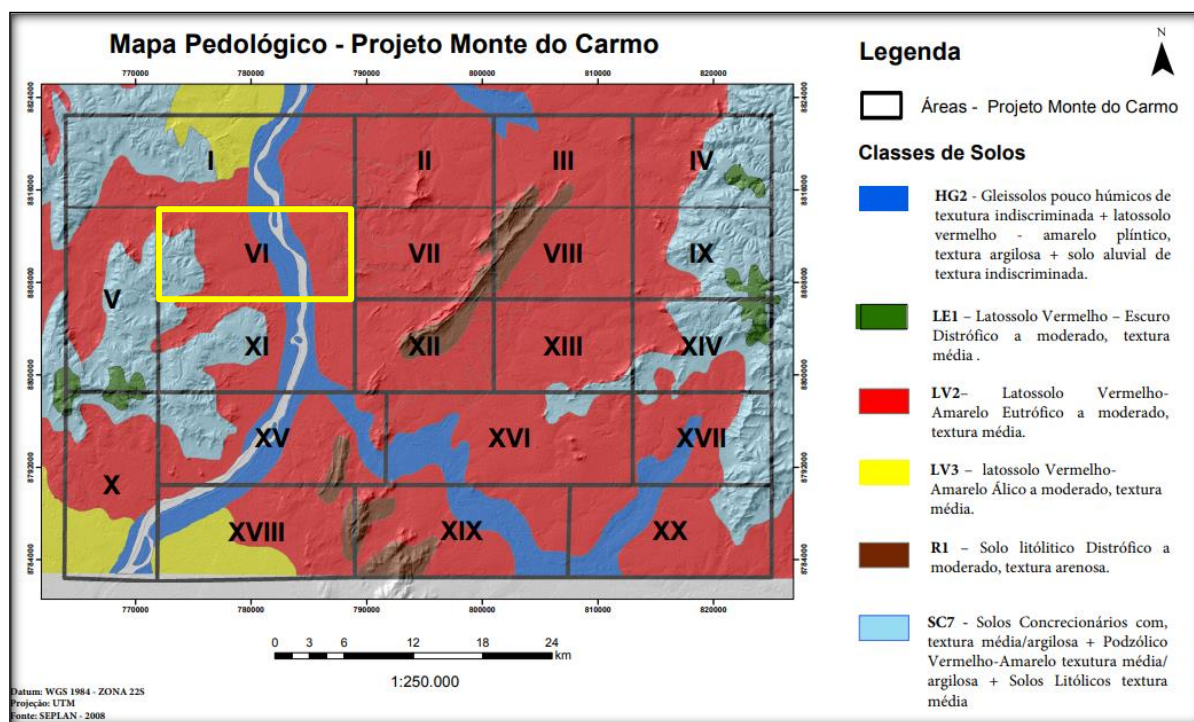
Fonte: Imagem retirada do mapa Geomorfológico do estado do Tocantins com escala 1:250.000.

1.3.2. Solo

De acordo com os dados coletados durante o Projeto Zoneamento Agroecológico do estado de Tocantins, Embrapa 1999, o estado do Tocantins apresenta basicamente latossolos, argissolos, cambissolos, plintossolos, areias, solos litólicos e solos hidromórficos (gleissolos) (Figura 3).

Na área de estudo do Projeto Monte do Carmo, o tipo de solo predominante são os latossolos, solos mais antigos e pedogeneizados, com altos teores de ferro e alumínio, característicos de ambientes bem drenados e relevos mais planos com certa uniformidade. Os latossolos encontrados variam entre vermelho-amarelos e vermelhos, dependendo de sua coloração. Há ocorrências mais pontuais de plintossolos pétricos, com presença de concreções de plintita; gleissolos, ou solos hidromórficos, que são solos minerais desenvolvidos a partir de sedimentos recentes não consolidados, de constituição argilosa, argilo-arenosa e arenosa; neossolos litólicos e quartzarênicos.

Figura 3. Mapa de pedologia do Projeto Monte do Carmo.



Fonte: Projeto Monte do Carmo 2018.

1.3.3. Clima

O clima predominante no estado do Tocantins é caracterizado como AW - Tropical com inverno seco (Alvares *et al.*, 2013) e apresenta duas estações bem definidas: uma seca (de maio a setembro) e uma chuvosa (de outubro a abril), a primeira com temperatura média anual de 26°C, e a segunda com 32°C. Os índices pluviométricos durante o ano variam de 1000 mm a 1800 mm, do norte para o sul do estado. A cidade de Monte do Carmo apresenta valores de temperatura e precipitação médias anuais de 26°C e 1587mm, respectivamente (climate-data.org, acessado em junho de 2018).

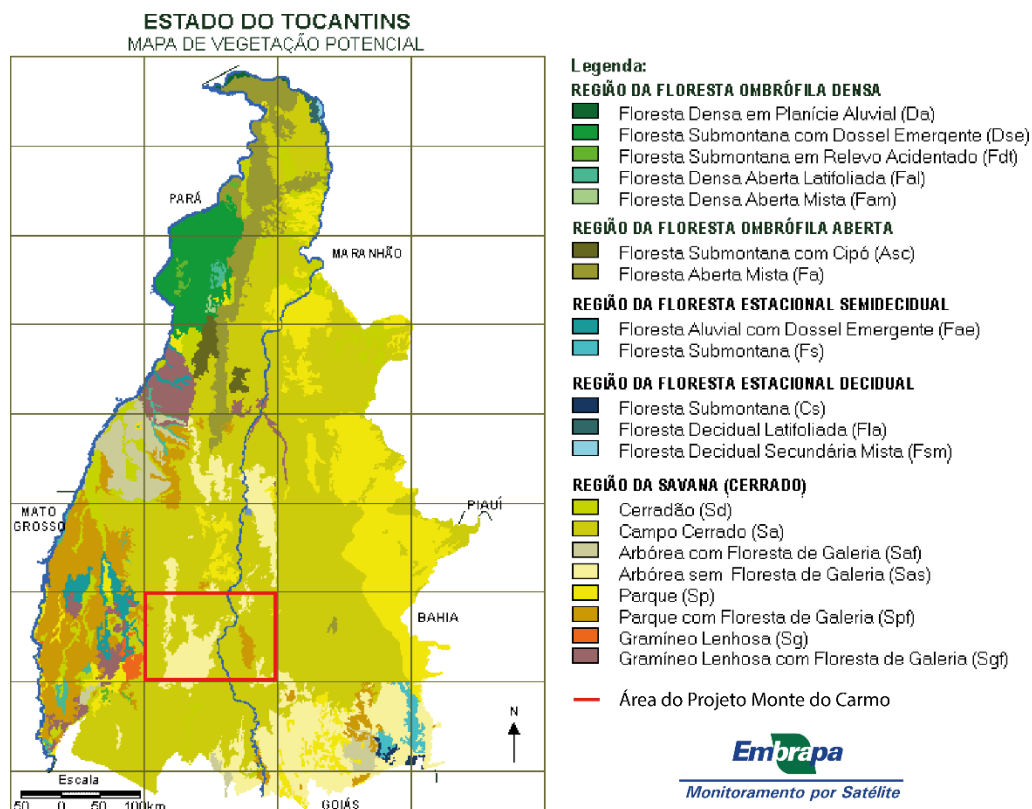
1.3.4. Vegetação

De acordo com os dados coletados durante o Projeto Zoneamento Agroecológico do estado de Tocantins, Embrapa 1999, o estado do Tocantins apresenta regiões de floresta ombrófila densa e aberta, regiões de florestas estacionais semidecíduais e decíduais, e regiões de savana (cerrado) (Figura 4).

Na área de estudo do Projeto Monte do Carmo ocorrem predominantemente regiões de cerrado, com áreas de campo cerrado (Sa), cerrado arbóreo sem floresta de galeria (Sas) e parque com floresta de galeria (Spf). O cerrado, de forma geral, é caracterizado por grandes

arbustos e árvores espaçadas, com folhas grossas, galhos tortos e raízes profundas, além de gramíneas que representam o campo limpo.

Figura 4. Mapa de vegetação potencial do estado do Tocantins, com destaque para a área do Projeto Monte do Carmo.



Fonte: Programa de zoneamento agroecológico do Estado de Tocantins, Embrapa 1999.

O estado do Tocantins desponta atualmente como o “novo polo agrícola do Brasil”, como grande produtor de grãos (soja, arroz, milho e feijão). Isso porque cerca de 50,25% do território do estado possui potencial para a agricultura. São terras férteis, de valor competitivo no mercado e de topografia plana, o que favorece o processo de mecanização agrícola. Além disso, o tempo maior de luz solar (se comparado a outros estados brasileiros) contribui com a alta na produtividade, e a grande disponibilidade hídrica permite a irrigação das lavouras. O desenvolvimento da agricultura no Estado tem como base a sustentabilidade do meio ambiente com expansão de suas lavouras principalmente em áreas degradadas de pastagens, levando o estado a ter o menor índice de desmatamento na região Norte (SEAGRO).

1.3.5. Hidrografia

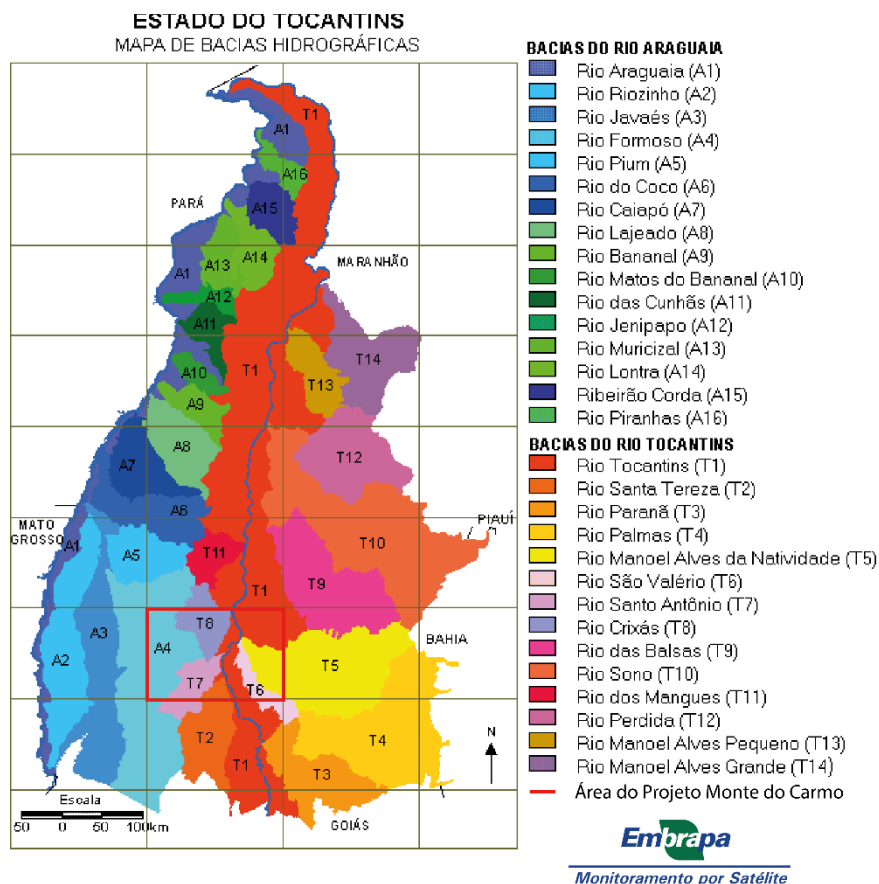
De acordo com os dados coletados durante o Projeto Zoneamento Agroecológico do estado de Tocantins, Embrapa 1999, o estado do Tocantins é dividido por dois sistemas hidrográficos, cujos eixos de drenagem são os Rios Tocantins e Araguaia (Figura 5).

A área de estudo do Projeto Monte do Carmo é abastecida principalmente pela bacia do Rio Tocantins (T1), tendo como sub-bacias os Rios Manoel Alves da Natividade (T5), São Valério (T6), Santo Antônio (T7) e Crixás (T8). A porção oeste da área de estudo é abastecida pelo Rio Formoso (A4), pertencente à bacia do Araguaia.

O Tocantins é um dos principais estados do País em termos de potencialidade hídrica, gerando uma vazão correspondente a 731.977 litros por segundo. Desse potencial, apenas 5% são empregados para atender a demanda que o Estado possui nos diversos setores produtivos que utilizam a água para se desenvolver. Visando reverter esse quadro, produtores rurais do Tocantins estão recebendo benefícios oriundos de projetos de irrigação, implantados pelo governo do Estado em áreas de escassez de água. A Secretaria de Estado de Agricultura e Pecuária (Seagro) elabora estudos e pesquisas para a ampliação dos Projetos Hidroagrícolas, que têm a finalidade de atender pequenos, médios e grandes produtores rurais, além de empresas de plantio e distribuição de frutas, hortaliças, grãos e pecuária leiteira (Governo do Estado do Tocantins).

Além de projetos de irrigação, há também a Usina Hidrelétrica Luís Eduardo Magalhães (UHE). Localizada no Rio Tocantins, entre os municípios de Lajeado e Miracema do Tocantins, seu reservatório ocupa área de 630 Km² (63 mil hectares), para uma potência instalada de 902,5 MW. A usina foi construída pela INVESTCO S.A., consórcio formado pelo Grupo REDE, EDP, CEB e CMS Energy. O empreendimento possibilitou a implantação de 34 programas ambientais e a criação de 6.200 empregos diretos. A conclusão dessa obra grandiosa, em 2001, proporcionou a independência energética do Estado do Tocantins e energia excedente para o Sistema Interligado Nacional (SIN).

Figura 5. Mapa de bacias hidrográficas do estado do Tocantins, com destaque para a área do Projeto Monte do Carmo.



Fonte: Programa de zoneamento agroecológico do Estado de Tocantins, Embrapa 1999.

1.3.6. Aspectos Econômicos, Políticos e Humanos

Com uma população estimada de 6716 habitantes distribuídos em 3.616,674 km², Monte do Carmo apresenta uma densidade demográfica de 1,86 habitantes por km² (IBGE, 2010). O Índice de Desenvolvimento Humano Municipal é de 0,622 (IDHM, 2010), e o PIB per capita do município é de 15.763,70 reais (IBGE, 2015).

A história de Monte do Carmo começa com o descobrimento de minas de ouro, na primeira metade do século XVIII. Em 1741, o bandeirante Manuel de Sousa Ferreira funda o Arraial de Nossa Senhora do Carmo na confluência dos ribeirões Matança, hoje Córrego da Água Suja, e do Córrego Sucuri, que abastece a cidade. Em 1836, deram-lhe o nome de Nossa Senhora do Carmo; em 1911, Carmo; em 1943, Tairuçu (palavra indígena); e, finalmente, em 1953 passou a se chamar Monte do Carmo (Prefeitura Municipal de Monte do Carmo - TO).

1.4. MATERIAIS E MÉTODOS

1.4.1. Etapa Pré-Campo

Na etapa pré campo foram usados os métodos de geofísica e sensoriamento remoto para um primeiro entendimento sobre o contexto geral da geologia do Projeto Monte do Carmo, além da confecção de mapas para auxiliar o trabalho de campo, como o mapa base apresentado no Anexo 4.

Foram feitas também revisões bibliográficas para entendimento da geologia regional do projeto, e foram escritos os capítulos de introdução e metodologia e de geologia regional.

1.4.1.1. Geofísica

No Projeto Monte do Carmo foram utilizados dois conjuntos de dados aerogeofísicos: magnetometria e gamaespectometria.

A Magnetometria é uma técnica que usa a informação do campo magnético terrestre para a investigação das estruturas rochosas em superfície e subsuperfície que possuem propriedades magnéticas. A susceptibilidade magnética é um dos parâmetros fundamentais desse método.

A Gamaespectometria permite mapear estruturas rasas, solos, rochas – a partir de leituras de radiação gama proveniente de rochas, emitida pelos elementos K, e Th e U.

Os dados aerogeofísicos magnetométricos e gamaespectrométricos relativos à área de estudo são oriundos de um levantamento gravimétrico e magnetométrico realizado em 2006 a partir de um convênio entre a Agência Nacional de Petróleo (ANP) e a Universidade de São Paulo (USP). Este projeto foi realizado visando o desenvolvimento de um programa de transferência de tecnologias e de capacitação técnica em atividades relacionadas à exploração de hidrocarbonetos, com ênfase em levantamentos aerogeofísicos para a identificação de áreas com ocorrência potencial de petróleo e gás na Bacia do Parnaíba.

O aerolevante gravimétrico e magnetométrico, realizado em 2006, abrangeu a totalidade da bacia sedimentar e de seu entorno. Consistiu em um levantamento de caráter regional com 6 km de distância entre as linhas de voo. Os dados obtidos nesse levantamento resultaram em perfis e mapas da profundidade do embasamento, mapas de ocorrências de rochas ígneas e também das estruturas mais importantes da bacia.

O tratamento dos dados obtidos nesse Projeto foi feito pela professora Dra. Roberta Mary Vidotti e disponibilizado para que os alunos pudessem fazer as devidas interpretações.

1.4.1.1.1. Geofísica do Projeto Monte do Carmo

1.4.1.1.1.1. Magnetometria

O Método Magnetométrico baseia-se na leitura do campo magnético em uma certa região de interesse. O campo magnético medido num levantamento aeromagnético é o resultado vetorial do Campo Magnético Externo (CME), do Campo Magnético Interno (CMI) e do Campo Magnético Crustal (CMC). No mapeamento geológico, a componente de interesse refere-se ao CMC. No mapeamento geológico, a componente do campo de interesse refere-se ao CMC, pois este reflete a variação de susceptibilidade magnética das rochas. Para isolar o sinal do CMC são feitas correções de CME e CMI, variação diurna e IGRF, respectivamente. Esse sinal tem como fonte primordial os minerais magnéticos, tais como: magnetita, pirrotita e ilmenita.

Os lineamentos definidos a partir dos produtos geofísicos são capazes de nos fornecer importantes informações a respeito da concentração e/ou tipo da mineralogia magnética, as feições estruturais (a partir de grandes feições lineares) e do arcabouço estrutural regional. Desta forma, este produto auxilia na identificação das principais falhas, as grandes zonas de cisalhamentos (rúpteis, rúpteis-dúcteis e dúcteis) e os grandes dobramentos e sua cinemática regional.

No Projeto Monte do Carmo (PMC) analisaram-se os produtos da aeromagnetometria da seguinte forma:

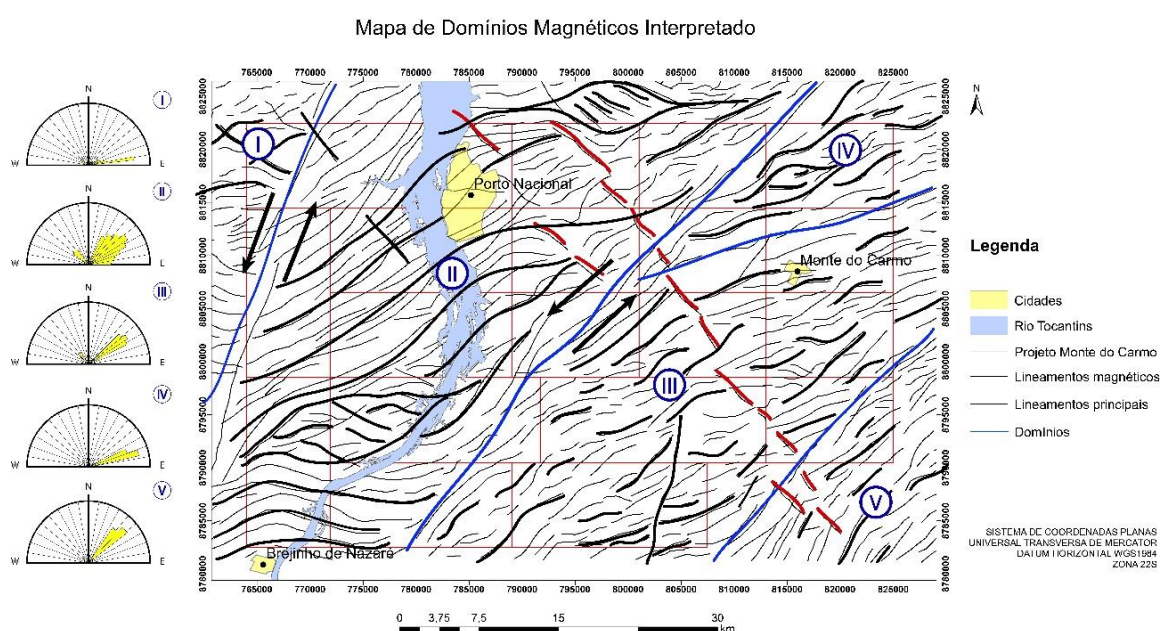
1. Delimitação dos grandes lineamentos estruturais a partir dos produtos do TILT e 1Dz (Primeira derivada vertical) com posterior divisão dos domínios estruturais marcados preferencialmente pela direção de seus lineamentos. O principal objetivo dessa análise foi auxiliar o entendimento do arcabouço estrutural e comparação com a resposta em superfície dos corpos rochosos da região.
2. Delimitação de lineamentos menores com o auxílio dos produtos do Sinal Analítico 3D (SA3D) junto com a 1Dz com a divisão dos domínios a partir da composição dos minerais magnéticos. O principal objetivo dessa análise foi separar os domínios baseando-se na

assinatura magnética, a partir da amplitude do sinal analítico dos seus lineamentos menores, a fim de comparar com os afloramentos em superfície e com o fechamento de contatos.

1.4.1.1.1.1. Domínios magnético-estruturais

A partir dos produtos da aeromagnetometria disponíveis para a região do Projeto Monte do Carmo (PMC), as principais lineações foram traçadas. Com base no padrão e orientação dos lineamentos, a área do Projeto foi dividida em cinco domínios estruturais distintos (Figura 6).

Figura 6. Mapa dos lineamentos estruturais interpretadas da área do Projeto Monte do Carmo através de produtos da aeromagnetometria (TILT, 1DV e Gradiente Horizontal Total – GHT).



As linhas pretas destacam os principais lineamentos. As linhas vermelhas sinalizam os diques de diabásio. Ao redor da imagem algarismos podem ser observadas as rosetas, mostrando as direções preferenciais dos lineamentos de cada domínio.

O **domínio I** encontra-se no setor oeste do PMC, alcançando apenas uma parte das áreas 1 e 5. Esse domínio é caracterizado por lineamentos orientados predominantemente na direção E-W, na porção sul, se que migram para NE para norte com algumas feições alíneas NW de menor expressão.

O **domínio II** intercepta a metade oeste das áreas do PMC. É limitado por duas falhas transcorrentes de cinemática sinistral, a leste e a oeste, com direção NE, formando uma grande zona de cisalhamento. Esse domínio é caracterizado por lineamentos longos e contínuos delimitando sigmóides quilométricos. Na porção sul, os lineamentos possuem uma direção

predominante E-W e tendem à direção NE na parte central, retornando para E-W na porção norte. Também estão presentes alguns lineamentos de direção NW, relacionadas a falhas e fraturas antitéticas da zona de cisalhamento.

O **domínio III** intercepta a metade leste das áreas do projeto. Nele os lineamentos ocorrem predominantemente com direção NE com outros de menor expressão NW. Nesse domínio também foi possível inferir uma falha transcorrente N-S na porção sul.

O **domínio IV** abrange as áreas do extremo nordeste do PMC. Nesse domínio os lineamentos possuem uma direção predominantemente NE, como sigmoides discretos de cinemática sinistral, chegando até 10 km de comprimento.

O **domínio V** compreende as áreas do extremo sudoeste do projeto e é caracterizado por lineamentos de direção NE bem delimitados.

Portanto, de forma geral, a direção predominante de estruturação dos domínios é NE, como algumas porções E-W e N-S relacionadas às curvas dos sigmoides que exibem uma cinemática predominantemente sinistral. Na porção central da área do PMC, diques de diabásio estão encaixados nesses lineamentos NW, cortando toda a área de NW para SE.

1.4.1.1.1.2. Domínios magnético composicionais

Foram gerados também mapas com domínios magnetométricos (Figuras 7 e 8) baseado na composição magnética, a partir dos produtos da 1Dz juntamente com o SA3D, dividido em 11 domínios magnéticos que estão sintetizados na Tabela 1.

A partir da análise dos dados acima, fez-se uma inferência:

- A geofísica uma forte estruturação com trend principal NE, além de diferenças na amplitude do sinal e também estruturas menores com formatos sigmoidais. As duas grandes são grandes zonas de cisalhamentos com cinemática sinistral, com sigmoides dentro dessas zonas de cisalhamento, reforçando esse cisalhamento.
- Os dados indicam duas gerações de diques, uma NE e outra NW, que são correlacionadas a nível de afloramento.

Figura 7. Mapa de domínios magnéticos SA3D.

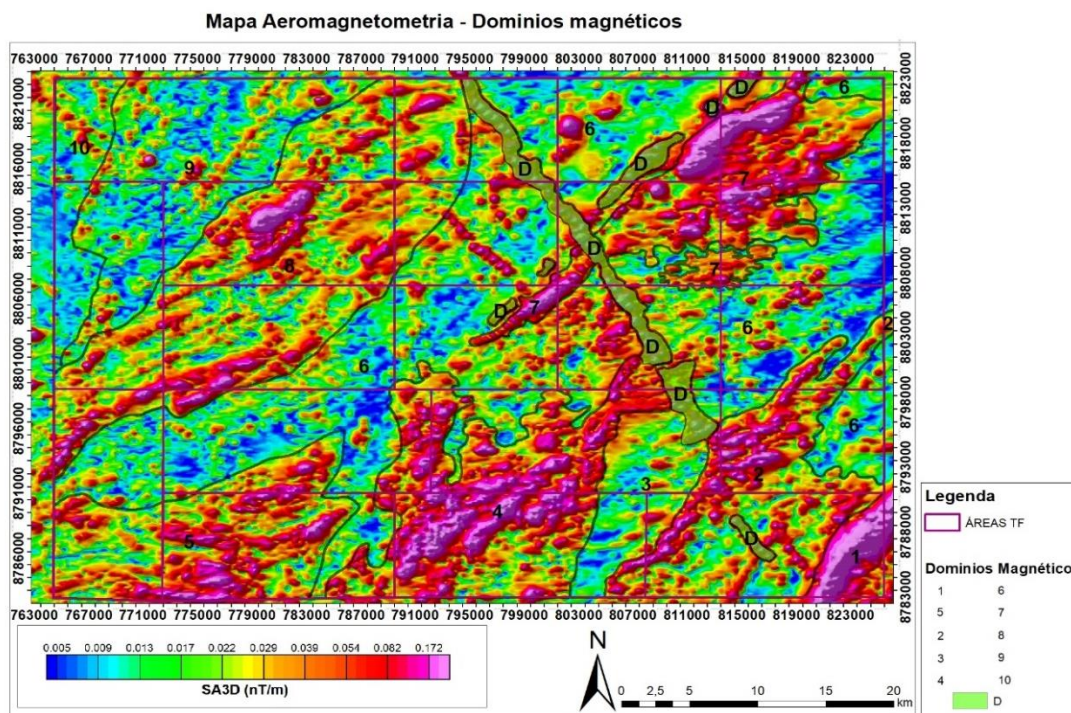


Figura 8. Mapa de domínios com amplitude de sinais analíticos.

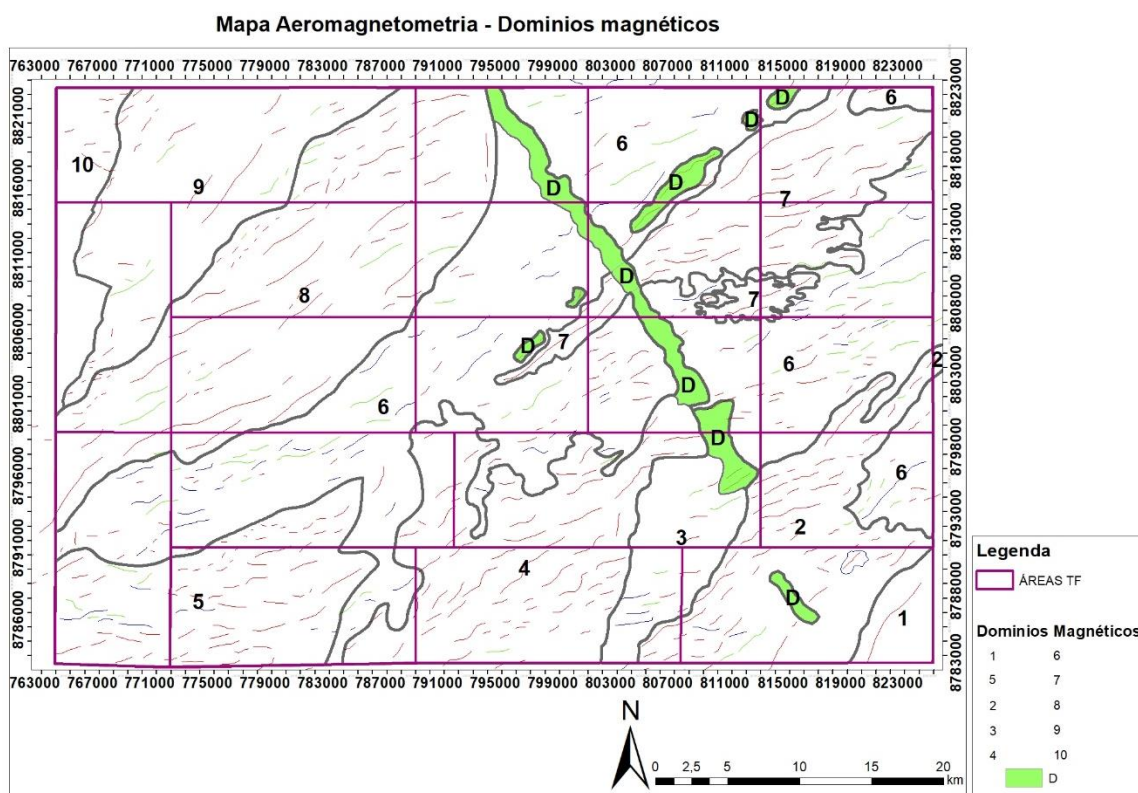


Tabela 1. Características dos principais domínios magnéticos composicionais.

| Domínio | Descrição |
|-----------|---|
| 1 | Domínio marcado por uma amplitude muito alta, homogêneo com valores de 0,172 nT/m. O alinhamento preferencial é N45E. |
| 2 | Domínio marcado por uma amplitude alta a muito alta, com valores que variam de 0,082 a 0,172 nT/m, não homogêneos com sinal enfraquecendo na porção sudeste do domínio. O domínio também é definido por um <i>trend</i> NE forte de alta amplitude com uma tendência sigmoidal. |
| 3 | Domínio com uma amplitude baixa que varia a média em eventuais locais do domínio, apresenta um <i>trend</i> NS bem marcado que divide o domínio na porção Leste. A amplitude tem sinal entre 0,005 e 0,013 nT/m e lugares localizados possui uma amplitude alta com <i>trend</i> EW. |
| 4 | Anomalia magnética sigmoidal, com um <i>trend</i> preferencial NE dos lineamentos de alta intensidade exclusivamente. Homogêneo, apresenta um sinal entre 0,082 a 0,172 nT/m. |
| 5 | Domínio magnético de intensidade alta, padrão dos lineamentos de alta e baixa intensidade seguindo um <i>trend</i> EW e curvando para NE. O sinal possui uma variação na sua intensidade que varia de Leste a Oeste. Na parte Leste o domínio possui intensidade baixa, 0,017 a 0,022 nT/m; na porção cento-leste o domínio apresenta uma amplitude de 0,082 nT/m que varia até 0,172 nT/m. |
| 6 | Domínio de baixa intensidade, marcada por uma estruturação NE dos lineamentos de baixa amplitude, eventuais corpos de intensidade estão presentes no domínio, os lineamentos se apresentam como pequenos sigmóides. A intensidade é 0,005 a 0,013 nT/m. |
| 7 | Domínio de alta intensidade, estruturalmente marcado pelo <i>trend</i> NE de 0,172 nT/m de intensidade. Os lineamentos são exclusivamente de alta intensidade fortemente marcados, em domínios centrais o valor do sinal diminui para 0,082 nT/m, porém ainda é alto. |
| 8 | Domínio sigmoidal, muito bem marcado, os lineamentos são sigmoidais também, tanto de alta quanto baixa intensidade. O sinal não é tão forte, e ele não é tão homogêneo quanto os demais. O sinal na parte mais alta é em essência 0,082 nT/m, mas possui valores de 0,039 nT/m e 0,005 nT/m. |
| 9 | Domínio de baixa intensidade, marcados por lineamentos sigmoidais de baixa amplitude, eventuais lineamentos de alta intensidade apresentam-se também. No geral o sinal é fraco de 0,005 nT/m, porém corpos alinhados são muito definidos com estruturação NE. |
| 10 | O domínio é marcado pelo aumento no sinal e pelo <i>trend</i> NW agora, tanto dos lineamentos de alta quanto baixa intensidade. A sinal é muito fraco também, 0,005 nT/m. |
| D | São grandes corpos alinhados segundo os <i>trends</i> NE e NW de alta intensidade com valores médios de 0,082 nT/m. |

- Existe uma pequena correlação entre a estruturação extraído da magnetometria e das lineações extraídas do MDE (modelo digital de elevação).
- As grandes variações da amplitude do sinal analítico estão associadas juntamente com variações litológicas, onde a amplitude do sinal aumenta drasticamente, temos corpos MUM (máficos-ultramáficos), onde a amplitude se apresenta com um alto a moderado, temos rochas félsicas com minerais magnéticos associados, gnaisses tonalíticos com ilmenita como mineral acessório, e quando a amplitude é muito baixa ou baixa, temos rochas com nenhum mineral magnético associado em sua assembleia, quartzitos, e rochas sedimentares da bacia, por exemplo.
- Os domínios magnéticos indicam um grande contraste entre rochas de composição magnéticas de outras com menos composição, a partir da susceptibilidade magnética de sua composição mineral, porém não é o método mais adequado para traçar contatos regionais, sendo melhor indicado para o arcabouço estrutural, definindo as principais zonas de cisalhamentos e falhas.

1.4.1.1.1.2. Gamaespectometria

O Método Gamaespectométrico é uma das ferramentas mais importantes do mapeamento geológico, pois resulta em uma informação direta a respeito das associações litológicas aflorantes. É largamente utilizada na prospecção mineral para a identificação de litologias devido à variação de minerais que possuem os elementos U, Th e K em sua composição química.

A gamaespectometria estuda a intensidade da radiação emitida a partir do decaimento dos isótopos ^{40}K , o ^{232}Th e ^{238}U onde ela é medida por meio dos sensores do gamaespectômetro e, por fim, são convertidas em valores numéricos que quando processados resultam em mapas que mostram as áreas mais e menos ricas em tais elementos. Um fator limitante do método é a sua fonte, que não ultrapassa 50 cm de profundidade. Sendo assim, o método é confiável apenas para investigações rasas, não sendo possível a observação de rochas mais profundas.

Os produtos gerados no processamento foram:

- Potássio (K): Contagem total de potássio, dada em valor percentual (%).
- Tório (eTh): Contagem total de equivalente de tório em partes por milhão (ppm).
- Urânio (eU): Contagem total de equivalente de urânio em partes por milhão (ppm).

- eU/eTh: Razão entre os equivalentes dos elementos urânio e tório.
- eU/K: Razão entre o equivalente do elemento urânio e do elemento potássio.
- K/eTh: Razão entre o elemento potássio e equivalente do elemento tório.
- CT: Contagem total, com somatório dos isótopos dos três elementos, dada em porcentagem.
- RGB: Combinação ternária entre K, eTh e eU, dada nas cores vermelho, verde e azul, respectivamente.
- CMY: Combinação ternária entre K, eTh e eU, nas cores ciano, magenta e amarelo, respectivamente.

O produto principal utilizado para a interpretação e delimitação de domínios gamaespectométricos foi a composição ternária RGB, resumindo-se na divisão de regiões que apresentam respostas distintas para os radio elementos quantificados durante a aquisição do dado. Abaixo encontram-se o mapa de domínios (Figura 9) e uma tabela com suas principais características (Tabela 2).

Figura 9. Domínios gamaespectométricos da área do projeto Monte do Carmo. Os domínios foram delimitados a partir da composição ternária RGB e modelo digital de elevação (MDE) ao fundo.

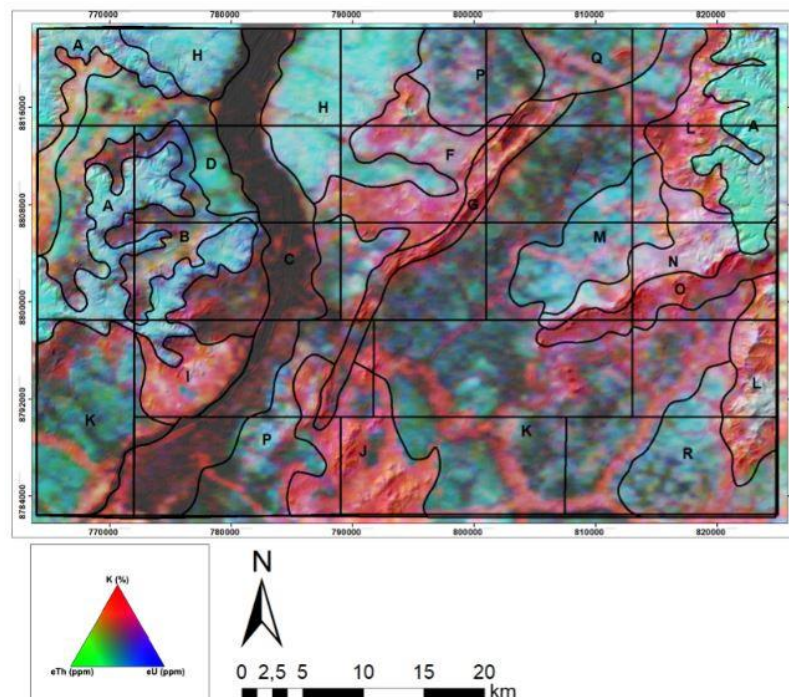


Tabela 2. Descrição das principais características dos domínios gamaespectométricos do Projeto Monte do Carmo.

| DOMÍNIO | RGB | eU | K | eTh | INTERPRETAÇÃO |
|----------------|------------------------------|--------------------|--------------------|----------------|--|
| A | Branco e Ciano | Muito Alto | Baixo | Muito Alto | Domínio de relevo plano, apresentando contato anastomosado com outros domínios. A alta concentração de eTh e eU está relacionada à presença de crosta laterítica e aos sedimentos da Bacia do Parnaíba. Grande parte da ocupação do solo é destinada à atividade agrícola. |
| B | Preto, Azul e Vermelho | Baixo | Baixo- Moderado | Baixo | Ocorre na porção leste da área, encaixado com os sedimentos da Bacia do Parnaíba. O relevo é plano a suavemente ondulado e a resposta gamaespectométrica é relativamente baixa em todos os canais, com pequeno destaque para o K. |
| C | Preto | Baixo | Baixo | Baixo | Esse domínio representa o Rio Tocantins e sua planície de inundação. Possui como característica baixa concentração nos três canais e coloração preta no produto RGB. |
| D | Verde Azulado | Baixo | Baixo | Moderado | Apresenta relevo plano e resposta verde azulada no produto RGB. O canal de eTh se destaca em relação aos eU e K. |
| E | Vermelho Amarelado | Baixo- Moderado | Muito alto | Alto | Bordeado pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba e pelo domínio D, essa região destaca-se das suas redondezas por apresentar alto K, eTh e moderado a baixo eU. O relevo é plano e sua resposta no RGB apresenta tons de vermelho amarelado. |
| F | Vermelho Rosado | Moderado | Alto | Baixo | Relevo suave a ondulado, formando corpos levemente circulares e alongados. Esse domínio apresenta alta concentração em K. |
| G | Vermelho | Baixo | Moderado- Alto | Muito Baixo | Esse domínio é caracterizado por uma serra de relevo acentuado e direção NE. Representa a sequência vulcanossedimentar Monte do Carmo. |
| H | Ciano | Muito alto | Baixo | Muito alto | Domínio próximo ao Rio Tocantins, de relevo plano e caracterizado por forte cor de ciano na composição RGB. Os valores de eU e eTh são expressivamente mais altos que o de K. Provavelmente trata-se de uma área onde predominam os processos intempéricos e com ausência de afloramentos. |
| I | Vermelho e Branco | Baixo | Muito alto | Baixo | Relevo plano a suave ondulado, com formato circular. Esse domínio apresenta alta concentração de K em relação aos outros canais e provavelmente representa os granitos da unidade Aroeiras |

| | | | | | |
|----------|-------------------|---------------|----------------|----------------|---|
| J | Vermelho | Baixo | Muito alto | Baixo | Esse domínio, de relevo suave a forte ondulado e formato circular, está relacionado à presença da intrusão granítica pertencente a Suíte Ipueiras. O alto K está ligado à composição dos granitos, que apresentam feldspato potássico |
| K | Verde Musgo | Baixo | Moderado-Baixo | Baixo | Extenso domínio de relevo plano, ele é caracterizado pelo tom de verde musgo na composição RGB e pelos valores baixos nos três canais. |
| L | Vermelho | Moderado | Muito alto | Moderado | Relevo forte ondulado, a resposta alta no canal do potássio é resultado da acumulação na rede de drenagem devido a sua mobilidade. Apresenta como fonte argilominerais provenientes do intemperismo de folhelhos da Formação Pimenteiras da Bacia do Parnaíba. |
| M | Ciano | Alta | Baixo | Alto | Domínio de relevo plano e contato anastomosado com os outros domínios. A cor ciano (valores altos de eU e eTh e baixo K) reflete ausência de afloramentos. |
| N | Branco e Vermelho | Moderado-Alto | Moderado-Alto | Alto | Apresenta contato anastomosado com os outros domínios e orientação NE. Relevo ondulado. Se destaca pela cor branco-avermelhada e valores altos de Eu, K e ETh. Pode estar relacionado aos granitos da Suíte Ipueiras. |
| O | Vermelho | Baixo | Alto | Moderado-Baixo | Faz contato com o domínio N e segue a mesma orientação NE. O relevo é ondulado. Os valores de K ressaltam em relação aos outros elementos. Pode estar relacionado aos quartzitos da Formação Monte do Carmo. |
| P | Ciano - Preto | Moderado | Baixo | Moderado | Domínio de relevo plano, apresentando tons de ciano e contato com a planície de inundação do Rio Tocantins e domínio delimitado pelo granito da Suíte Ipueiras. Esse domínio está provavelmente associado à ausência de afloramentos e/ou presença de laterito. |
| Q | Verde | Moderado | Baixo | Moderado | Relevo plano e baixo valor de K e moderado de eU e eTh. Pode estar associado a ausência de afloramento e/ou presença de laterito. |
| R | Ciano | Moderado | Baixo | Moderado | Domínio apresenta relevo plano e baixo K em relação ao eU e eTh. Pode estar associado a ausência de afloramento e/ou presença de laterito. |

1.4.1.1.2. Geofísica da Área VI

1.4.1.1.2.1. Magnetometria

Os produtos da magnetometria permitiram traçar, com auxílio do programa ArcGis 10.3, os principais lineamentos levando a um maior detalhamento da área VI, de modo que foi possível associar os principais lineamentos marcados com as principais estruturas geológicas citadas em trabalhos anteriores.

Os principais produtos utilizados foram a primeira derivada vertical (1DV) e o TILT (Figuras 10 e 11), que permitiram a identificação de dois trends principais de lineamentos, um NE-SW com lineamentos maiores e mais contínuos, e outro W-E com lineamentos menores e mais espaçados.

Durante o trabalho de campo, os lineamentos NE-SW foram confirmados pela orientação dos diques de diabásio encontrados e também pelas estruturas observadas nos paragneisses presentes na área. Alguns paragneisses também apresentaram os lineamentos W-E anteriormente observados na geofísica.

Figura 10. Mapa da primeira derivada vertical e lineamentos da área VI.

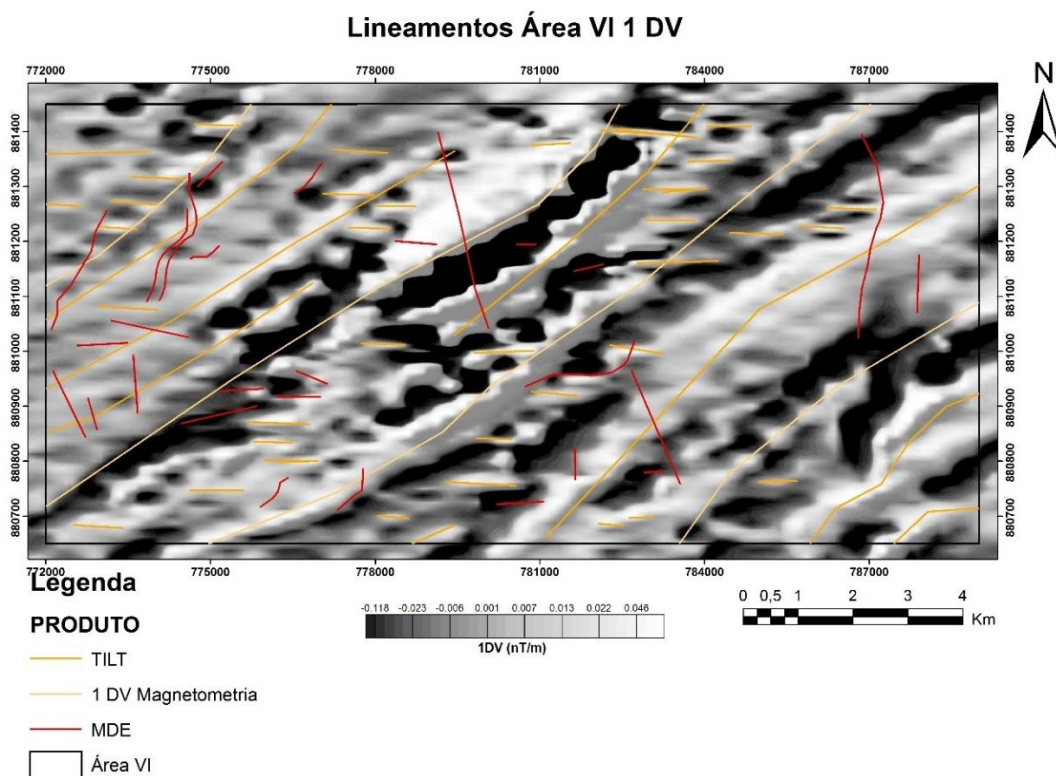
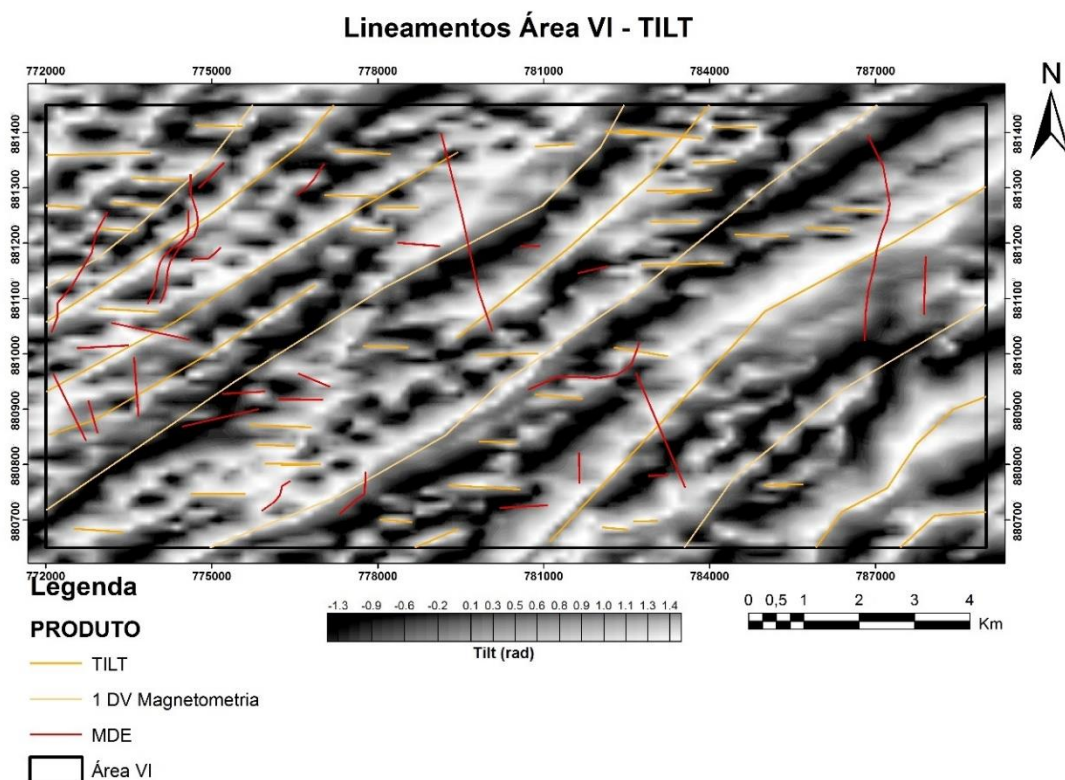


Figura 11. Mapa do TILT e lineamentos da área VI.



1.4.1.1.2.2. *Gamaespectrometria*

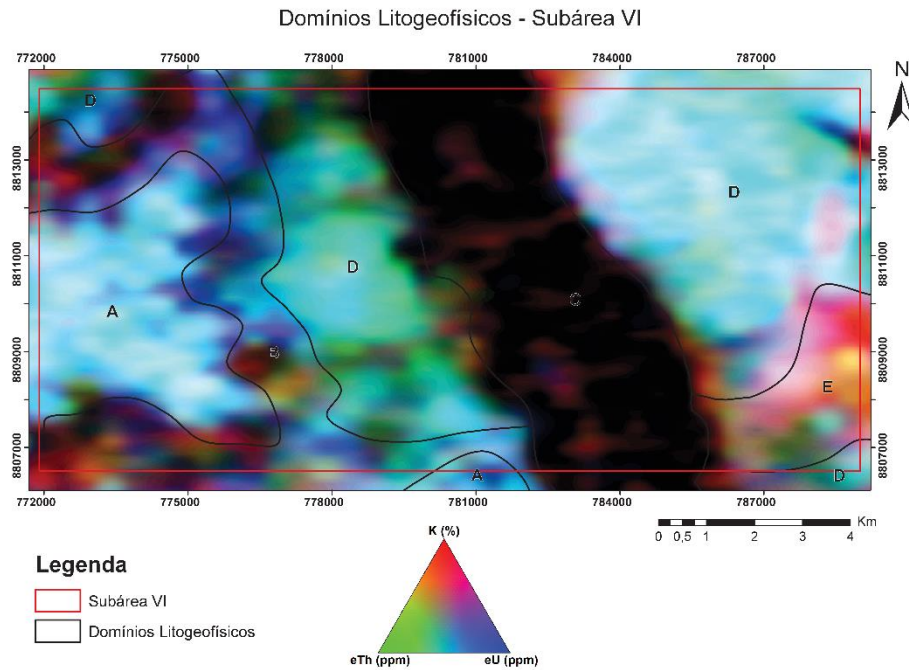
A partir das diferentes respostas encontradas nos produtos gamaespectrométricos, foram delimitados cinco domínios litogeofísicos para a área VI, brevemente descritos na Tabela 3 e delimitados na Figura 12.

Durante o trabalho de campo, os cinco domínios observados foram confirmados. A gamaespectrometria foi amplamente utilizada para a determinação mais precisa das crostas lateríticas, dos domínios dos paragnaisse e do corpo granítico que ocorre na porção sudeste da área.

Tabela 3. Domínios litogeofísicos determinados, sua resposta gamaespectrométrica e o litotipo inferido a partir da correlação do mapa apresentado com o mapa geológico da região.

| Domínio | Resposta | Litotipo Inferido |
|---------|-------------------|--|
| A | Azul Ciano | Sedimentos provenientes da Bacia do Parnaíba |
| B | Preto Avermelhado | Paragnaisse do Complexo Porto Nacional |
| C | Preto | Rio Tocantins |
| D | Amarelo | Granito Santana |
| E | Verde | Crostas Lateríticas |

Figura 12. Mapa gamaespectrométrico e domínios litogeofísicos da área VI.



1.4.1.2. Sensoriamento Remoto

1.4.1.2.1. *Processamento de Imagens*

A tecnologia proveniente do Sensoriamento Remoto permite a aquisição de informações da superfície terrestre por meio da detecção e medição quantitativa das respostas das interações da radiação eletromagnética com os alvos terrestre, sem que haja contato físico direto entre o sensor e o objeto a ser estudado. Esses dados são obtidos por meio de equipamentos capazes de transformar alguma forma de energia em um sinal passível de ser convertido em informação da superfície terrestre (Arcanjo, 2011). A partir das características espectrais em superfície, padrões de relevo, drenagem e estruturação, foram gerados produtos que refletem as variações composicionais, estruturais e geomorfológicas da área de estudo do Projeto Monte do Carmo.

Como atividade complementar ao mapeamento geológico, foi realizado o processamento e análise de imagens multiespectrais LANDSAT 8 OLI (The Operational Land Imagery) e dados de radar do Alos Palsar de forma que permitisse a extração de feições relacionadas a variações geomorfológicas, estruturais e litológicas. Os dados do LANDSAT 8 OLI foram obtidos na ferramenta online Earth Explorer, resultado da parceria entre o serviço geológico e agência aeronáutica e espacial norte americana (USGS e NASA). Os dados do Alos

Palsar foram obtidos na ferramenta online Vertex: ASF DAAC, da Alaska Satellite Facility (ASF). O conjunto de dados ASF DAAC são fornecidos através do projeto da NASA Earth Science Data and Information System (ESDIS). ASF DAAC é um dos Centros de Arquivamento Ativos Distribuídos (DAACs) do Sistema de Dados e Sistemas de Informações do Sistema de Observação da Terra (EOSDIS), parte do projeto ESDIS.

Foram processadas imagens pertencentes a duas cenas do LANDSAT 8 OLI e quatro cenas Alos Palsar, que são discriminadas na Tabela 4 a seguir.

Tabela 4. Código das cenas (ID) e data de aquisição e data de cada sensor utilizado.

| Sensor Remoto | Código (ID) | Data de aquisição |
|-------------------------------|--|-------------------|
| LANDSAT 8 OLI/TIRS | LC08_L1TP_222067_20170917_20170929_01_T1 | 17-SET-2017 |
| | LC08_L1TP_222068_20170917_20170929_01_T1 | |
| Alos Palsar | AP_26854_FBS_F6960_RT1 | 08-FEV-2011 |
| | AP_26854_FBS_F6970_RT1 | 08-FEV-2011 |
| | AP_27277_FBS_F6960_RT1 | 08-FEV-2011 |
| | AP_27277_FBS_F6970_RT1 | 08-FEV-2011 |

1.4.1.2.2. *Natureza das Imagens*

1.4.1.2.2.1. *Fotos Aéreas*

As fotografias aéreas utilizadas na etapa de fotointerpretação fazem parte de levantamentos realizados pelo Projeto AF-63-32-A pela base topográfica do 30º Batalhão de Engenharia nos anos de 1966 a 1968. As fotos possuem escala original 1:60.000 e foram disponibilizadas pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) de Goiânia.

1.4.1.2.2.2. *LANDSAT 5, 7 e 8*

O satélite LANDSAT 8 (Land Remote Sensing Satellite) possui os sensores OLI e TIRS, que captam imagens em 11 bandas espectrais, como mostra a Tabela 5.

O LANDSAT 7 possui o sensor ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus), que captou imagens em 8 bandas espectrais de 1999 a 2003, como mostra a Tabela 6.

Tabela 5. Bandas espectrais do Sensor OLI e TIRS, apresentando seus respectivos intervalos de comprimentos de onda e resoluções espaciais.

| Sensor | Bandas Espectrais | Comprimento de onda (μm) | Resolução Espacial (metros) |
|-------------|---|---------------------------------------|-----------------------------|
| OLI | Banda 1 - Ultra azul (Aerosol/Costeiro) | 0.43 - 0.45 | 30 |
| | Banda 2 - Azul | 0.45 - 0.51 | 30 |
| | Banda 3 - Verde | 0.53 - 0.59 | 30 |
| | Banda 4 - Vermelho | 0.64 - 0.67 | 30 |
| | Banda 5 - Infravermelho próximo (NIR) | 0.85 - 0.88 | 30 |
| | Banda 6- Infravermelho de ondas curtas (SWIR) 1 | 1.57 - 1.65 | 30 |
| | Banda 7- Infravermelho de ondas curtas (SWIR) 2 | 2.11 - 2.29 | 30 |
| | Banda 8 - Pancromática | 0.50 - 0.68 | 15 |
| | Banda 9 - Cirros | 1.36 - 1.38 | 30 |
| TIRS | Banda 10 - Infravermelho termal 1 | 10.60 - 11.19 | 100* (30) |
| | Banda 11- Infravermelho termal 2 | 11.50 - 12.51 | 100* (30) |

Fonte: LANDSAT 8.

Tabela 6. Bandas espectrais do sensor ETM+, apresentando seus respectivos intervalos de comprimentos de onda e resoluções espaciais.

| Banda | Comprimento de onda (μm) | Resolução Espacial (m) |
|-------|---------------------------------------|------------------------|
| 1 | 0,45-0,515 | 30 |
| 2 | 0,525-0,605 | 30 |
| 3 | 0,63-0,69 | 30 |
| 4 | 0,775-0,90 | 30 |
| 5 | 1,55-1,75 | 30 |
| 6 | 10,4-12,5 | 60 |
| 7 | 2,08-2,35 | 30 |
| 8 | 0,52-0,9 | 15 |

Fonte: LANDSAT 7.

O LANDSAT 5 possui os sensores TM (Thematic Mapper) e MSS (Multispectral Scanner). O sensor TM captou imagens em 7 bandas espectrais de março de 1984 a novembro de 2011, A banda 6 possui 120 metros de resolução espectral, e as demais possuem 30 metros. O sensor MSS captou imagens em 4 bandas espectrais, de 1984 a 1999 e de 2012 a janeiro de 2013, como mostra a Tabela 7.

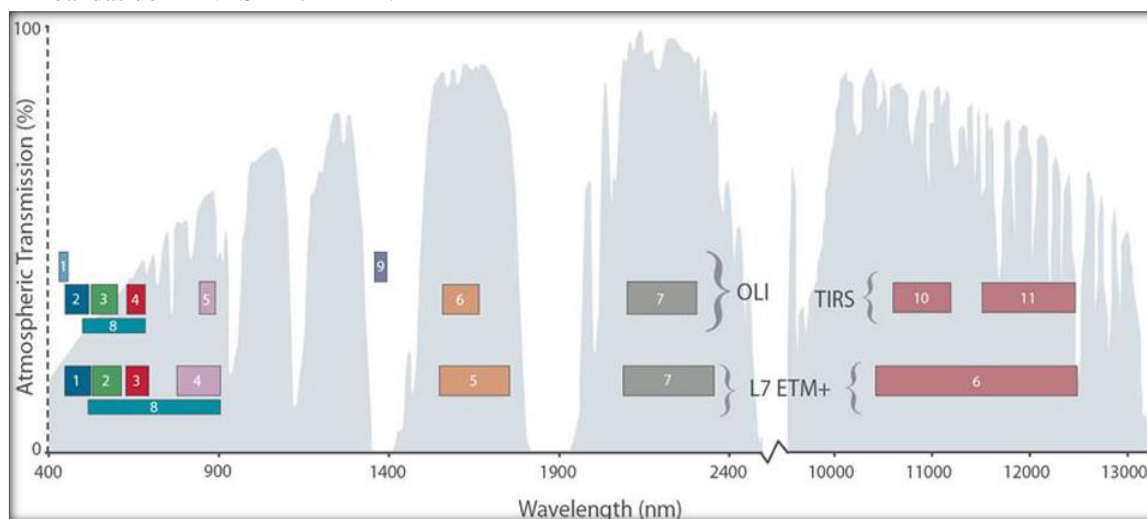
Tabela 7. Bandas espectrais do sensor ETM+, apresentando seus respectivos intervalos de comprimentos de onda e resoluções espaciais.

| Sensor | Banda | Comprimento de onda (µm) | Resolução Espacial (m) |
|--------|-------|--------------------------|------------------------|
| TM | 1 | 0,45-0,52 | 30 |
| | 2 | 0,52-0,60 | 30 |
| | 3 | 0,63-0,69 | 30 |
| | 4 | 0,76-0,90 | 30 |
| | 5 | 1,55-1,75 | 30 |
| | 6 | 10,40-12,50 | 120 |
| | 7 | 208-2,35 | 30 |
| MSS | 1 | 0,5-0,6 | 30 |
| | 2 | 0,6-0,7 | 30 |
| | 3 | 0,7-0,8 | 30 |
| | 4 | 0,8-0,11 | 30 |

Fonte: LANDSAT 5.

Quando comparado aos dados antigos do LANDSAT 7 e LANDSAT 5, o atual LANDSAT 8 inclui algumas bandas adicionais, sendo diferentes as combinações usadas para criar composições RGB. Por exemplo, as bandas 4, 3 e 2 são usadas para criar as imagens coloridas no infravermelho (CIR) nos sensores LANDSAT 7 e 5. Para criar essa composição utilizando o LANDSAT 8, as bandas usadas são a 5, 4 e 3. A Figura 13 a seguir mostra uma comparação entre os comprimentos de onda para ambos LANDSAT 7 e 8.

Figura 13. Comparação entre os sensores LANDSAT 8 OLI/TIRS e LANDSAT 7 ETM+, sendo a linha superior indicativa das bandas espectrais do LANDSAT 8 OLI/TIRS e a linha inferior das bandas do LANDSAT 7 ETM+.



Fonte: <https://landsat.usgs.gov/how-do-landsat-8-band-combinations-differ-landsat-7-or-landsat-5-satellite-data>.

1.4.1.2.2.3. ALOS PALSAR

O satélite ALOS (Advanced Land Observing Satellite "DAICHI") foi uma missão da Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA), desenvolvido para contribuir com pesquisas de mapeamento, monitoramento de desastres naturais, desenvolvimento sustentável, entre outras aplicações. Ele aprimora as tecnologias de observação adquiridas através do desenvolvimento e operação de seus antecessores.

O ALOS possui três sensores: o PRISM (Panchromatic Remote-Sensing Instrument for Stereo Mapping), que é composto por três conjuntos de sistemas ópticos para medir a elevação precisa da terra; AVNIR-2 (Advanced Visible and Near Infrared Radiometer type 2), que observa o que cobre a superfície terrestre; e o PALSAR (Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar), que permite a observação da terra dia e noite e em qualquer condição atmosférica.

O sensor PALSAR, utilizado neste trabalho, é um radar de abertura sintética que opera na banda L, e é capaz de obter imagens diurnas ou noturnas em quaisquer condições atmosféricas. Foi desenvolvido pela Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA) em parceria com a Japan Resources Observation System Organization (JAROS) e derivou-se da tecnologia que esteve a bordo do satélite JERS-1. Suas principais características são resumidas na Figura 14.

Figura 14. Principais características do sensor ALOS PALSAR.

| PALSAR Beam Modes | | | | |
|--------------------|-------------------|----------------|-----------------|-----------------|
| | Fine Resolution | | ScanSAR | Polarimetric |
| Beam Mode | FBS | FBD | WB1 WB2 | PLR |
| Center Frequency | L-Band (1.27 GHz) | | | |
| Polarization | HH or VV | HH+HV or VV+VH | HH or VV | HH+HV+VV+VH |
| Spatial Resolution | 10m | 20m | 100m | 30m |
| Swath Width | 70km | 70km | 250-350km | 30km |
| Off-Nadir Angle | 34.3° (default) | | 27.1° (default) | 21.5° (default) |

PALSAR cannot observe the areas beyond 87.8 degrees north latitude and 75.9 degrees south latitude when the off-nadir angle is 41.5 degrees.

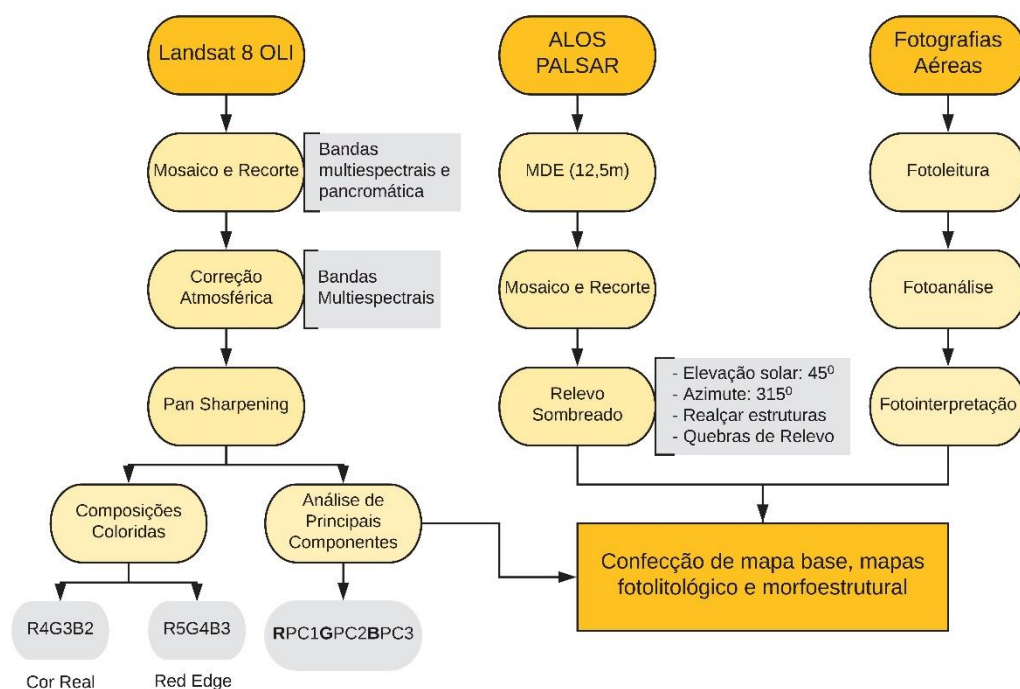
Fonte: <https://www.asf.alaska.edu/sar-data/palsar/about-palsar/>

Os produtos utilizados para a confecção de mapas e extração de feições geológicas fazem parte do projeto RTC (Radiometrically Terrain-Corrected) da Alaska Satellite Facility. O projeto visa tornar dados de radar de abertura sintética (SAR) mais acessíveis, realizando correções geométrica e radiométrica, disponibilizando-os em formato GeoTIFF como produtos de alta resolução (12,5m) e baixa resolução (30m).

1.4.1.2.3. Processamentos dos dados

Após a obtenção dos dados orbitais (ALOS PALSAR e imagens LANDSAT 8 OLI), os mesmos foram processados por meio dos softwares ENVI 5.3 e ArcMap 10.3. O fluxograma das etapas do processamento está ilustrado abaixo (Figura 15).

Figura 15. Fluxograma do processamento e interpretação de dados obtidos por sensores remotos.



1.4.1.2.3.1. LANDSAT 8 – OLI

O processamento da imagem LANDSAT 8 - OLI foi feito por meio do software ENVI, e foram apenas utilizadas as bandas 2 a 8 do sensor OLI, que correspondem a faixa do visível até o infravermelho de ondas curtas. Foi gerado um mosaico com as cenas que recobrem a área

a ser mapeada e o mesmo foi recortado com base no polígono referente à área total a ser mapeada.

Em seguida, foi feita uma correção atmosférica nas bandas multiespectrais (bandas 2 a 7) por meio da técnica Dark-Object Subtraction (DOS). Dada a natureza de melhor resolução espacial da banda pancromática (15 metros), foi realizado o *pan sharpening* das bandas multiespectrais com a pancromática por meio do algoritmo Gram-Schmidt, gerando um produto de 15 metros de resolução espacial para cada banda multiespectral. O algoritmo de Gram-Schmidt preserva melhor o contraste original (Pinho et al. 2005), resultando em um aumento da resolução espacial das outras bandas sem prejuízo significativo na resolução espectral das mesmas.

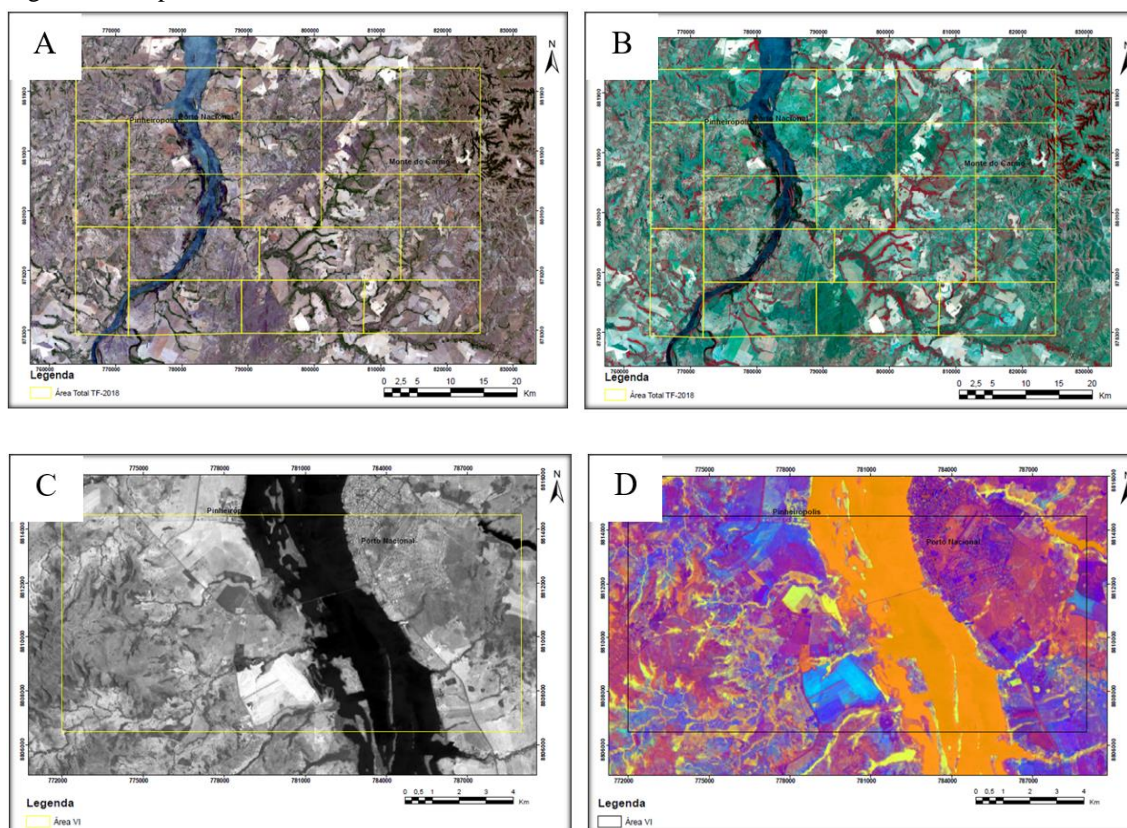
Na etapa seguinte, foram geradas composições RGB com as bandas processadas, isto é, a escolha de uma banda espectral para cada composição (Red, Green e Blue) de modo que uma determinada característica a ser analisada seja destacada na imagem. As composições geradas foram as seguintes:

R4G3B2 - Composição colorida que simula as cores reais situadas no intervalo de comprimentos de onda do visível. Utilizada principalmente para fins de localização e confecção do mapa base (Figura 16.A).

R5G4B3 - Esta composição ressalta regiões de vegetação fotossinteticamente ativas devido às feições de alta reflectância da vegetação no infravermelho de ondas curtas (Banda 5), e feição de absorção na região do vermelho (banda 4), destacando bem as drenagens e matas ciliares com a coloração vermelha. Ela foi utilizada principalmente para extração de drenagens na confecção do mapa base, bem como para extrair estruturas associadas às drenagens, como alinhamentos de drenagem (Figura 16.B).

Como complemento aos materiais e métodos até então descritos, foi utilizada a técnica de análise de principais componentes para facilitar a extração de feições morfoestruturais da área VI, como lineamentos, lineações em série e em feixe. Essa técnica tem como base princípios da estatística, e visa eliminar a alta correlação entre as bandas de um sensor, com o mínimo de perda de informação, concentrando a informação total de todas as bandas em poucas dimensões. Para a extração dessas feições, foi utilizada a PC3, que dá uma ótima informação textural (Figura 16.C), e a composição RPC1GPC2BPC3, que são as principais componentes com maior concentração de informações importantes (Figura 16.D).

Figura 16. Mapas da área VI.



A) Mapa com imagem LANDSAT 8 OLI composição R4G3B2. B) Mapa com imagem LANDSAT 8 OLI composição R5G4B3. C) Mapa com imagem da Principal componente PC3. D) Mapa com imagem de composição RGB: PC1, PC2, PC3.

1.4.1.2.3.2. ALOS PALSAR

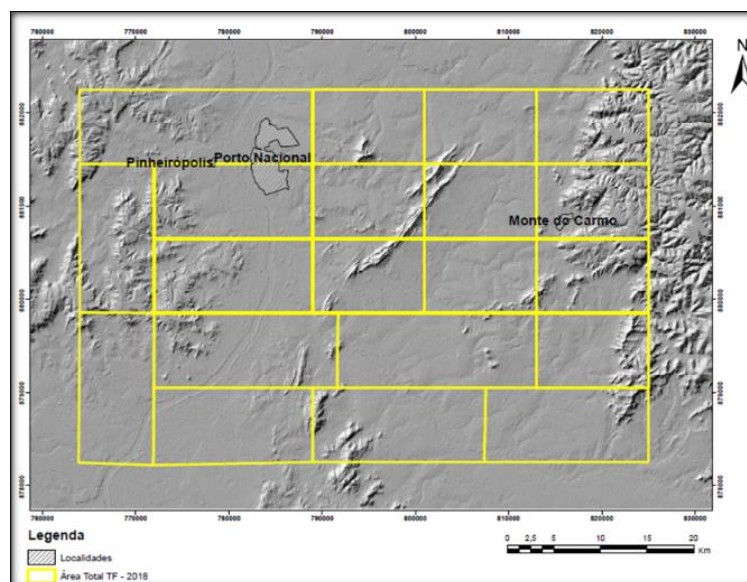
Utilizando os produtos RTC de alta resolução (12,5 m) da Alaska Satellite Facility, foi gerado um mosaico com as cenas que recobrem a região e o mesmo foi recortado com base no polígono referente à área total a ser mapeada.

Por meio da ferramenta Topographic Modeling (ENVI), foi aplicado um sombreamento onde são definidos dois parâmetros para a simulação da posição do sol: o ângulo de elevação e o azimuth. O ângulo de elevação varia de 0° a 90° e representa a posição do sol no céu, sendo 0° grau o mesmo se encontraria na linha o horizonte e 90° simula o sol a pino. Desta forma escolheu-se uma posição intermediária de 45° . O azimuth é a posição escolhida para incidência da luz solar simulada e foi de 315° .

A técnica de sombreamento do relevo evidencia estruturas de direção aproximadamente perpendicular à iluminação. Com base na análise das direções predominantes das estruturas da

área de estudo, foi gerada uma imagem com ângulo de elevação 45° e azimute 315°, com o sombreamento simulando a incidência da luz solar (Figura 17).

Figura 17. Relevo sombreado gerado a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE) do ALOS PALSAR.



1.4.1.3. Deteccões de Mudanças Multitemporais no Rio Tocantins

A análise multitemporal do Rio Tocantins foi feita a partir do processamento de dados dos satélites Landsat 5/TM, Landsat 7/ETM+ e Landsat 8/OLI por meio do software ENVI 5.3 com o objetivo de quantificar a área ocupada pelo Rio antes e depois da construção e funcionamento da hidrelétrica Luís Eduardo Magalhães. As imagens utilizadas correspondem às orbitas/pontos 222_67 e 222_68, cujos parâmetros estão descritos nas Tabelas 8 e 9. O trabalho foi realizado analisando dois intervalos de tempo distintos: 1) de 5 em 5 anos, de 1984 a 2017; 2) de mês em mês nos anos de 2001 a 2002, ano em que teve início o funcionamento da hidrelétrica Luís Eduardo Magalhaes e ano seguinte ao início do funcionamento.

O trabalho foi dividido essencialmente em três etapas: pré-processamento, processamento e classificação, de acordo com o fluxograma da Figura 18. No pré-processamento, as imagens foram selecionadas de acordo com a ocorrência de ruídos instrumentais, radiométricos e geométricos; além da análise das densidades de vegetação, partículas na coluna atmosférica e nuvens. Foi necessário realizar um mosaico com as cenas 222_67 e 222_68 e posteriormente um recorte com base na área de estudo. A correção atmosférica, por meio do algoritmo dark subtraction, foi gerada automaticamente no processamento de aplicação do índice de diferença normalizada da água.

Tabela 8. Imagens adquiridas das cenas 222_67 e 222_68.

| Dia | Mês | Ano | Sensor | Satélite |
|-----|-----------|------|------------------|-----------|
| 21 | Setembro | 2001 | ETM ⁺ | Landsat 7 |
| 08 | Novembro | 2001 | TM | Landsat 5 |
| 26 | Dezembro | 2001 | TM | Landsat 5 |
| 20 | Fevereiro | 2002 | ETM ⁺ | Landsat 7 |
| 25 | Abril | 2002 | ETM ⁺ | Landsat 7 |
| 27 | Maio | 2002 | ETM ⁺ | Landsat 7 |
| 18 | Junho | 2002 | ETM ⁺ | Landsat 7 |
| 14 | Julho | 2002 | TM | Landsat 5 |

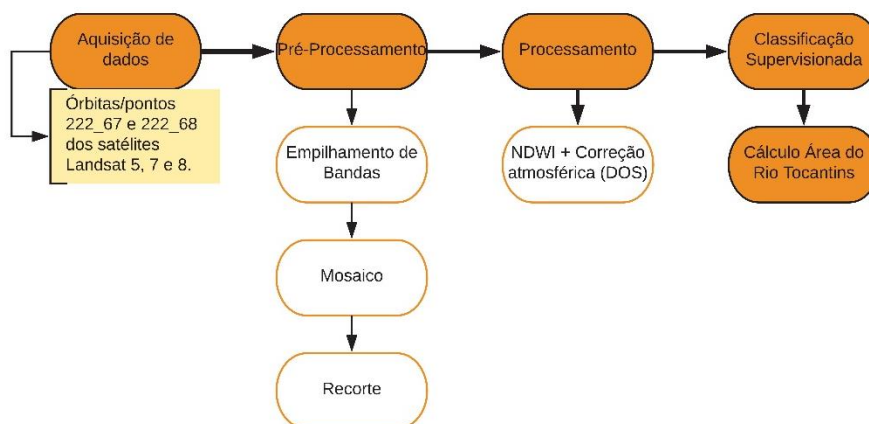
Imagens utilizadas na reconstrução do Rio Tocantins nos anos de 2001 e 2002, ano em que teve início o funcionamento da hidrelétrica Luís Eduardo Magalhães e ano subsequente ao início do funcionamento.

Tabela 9. Imagens adquiridas das cenas 222_67 e 222_68.

| Dia | Mês | Ano | Sensor | Satélite |
|-----|-------|------|--------|-----------|
| 20 | Julho | 1984 | TM | Landsat 5 |
| 03 | Julho | 1989 | TM | Landsat 5 |
| 13 | Julho | 1993 | TM | Landsat 5 |
| 27 | Julho | 1998 | TM | Landsat 5 |
| 09 | Julho | 2003 | TM | Landsat 5 |
| 06 | Julho | 2008 | TM | Landsat 5 |
| 04 | Julho | 2013 | OLI | Landsat 8 |
| 15 | Julho | 2018 | OLI | Landsat 8 |

Imagens utilizadas na reconstrução do Rio Tocantins nos anos de 2001 e 2002, ano em que teve início o funcionamento da hidrelétrica Luís Eduardo Magalhães e ano subsequente ao início do funcionamento.

Figura 18. Fluxograma esquematizando os principais passos do processamento dos dados.



1.4.2. Etapa de Campo.

Na etapa de campo foram feitas descrições de campo que são sintetizadas na tabela de pontos e nas tabelas de estruturas, apresentadas no Anexo 1. Essas descrições permitiram a geração do mapa de pontos da área VI, que é apresentado no Anexo 5.

Foram confeccionados os mapas geológico e estrutural preliminares que serviram como base para a confecção dos mapas finais, apresentados nos Anexos 6 e 7.

1.4.3. Etapa Pós Campo

Na etapa pós campo foram usados os métodos de petrografia, geoquímica de elementos maiores e traços, microsonda eletrônica e Difractometria de raios X. Esses métodos permitiram a análise das amostras coletadas em campo, proporcionando um conhecimento mais amplo acerca das litologias presentes em cada subárea e no projeto como um todo.

Nessa etapa foram reescritos os capítulos de introdução e metodologia e de geologia regional, e foram escritos os demais capítulos que compõem o presente trabalho. Foram confeccionados os mapas finais que permitiram a interpretação do Projeto Monte do Carmo, e que serão posteriormente discutidos.

1.4.3.1. Petrografia

A petrografia foi feita com o objetivo de identificar as principais características petrográficas, em escala meso e microscópica das principais rochas que compõem as unidades litoestratigráficas da área VI, que integra o Projeto Monte do Carmo.

Para tal finalidade, foram feitas 14 lâminas delgadas de amostras, que foram previamente polidas e, em seguida, analisadas com o auxílio de microscópios petrográficos disponibilizados pelo Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Foi usada luz polarizada para análise dos minerais silicatos, carbonatos e outros, e luz refletida para análise dos minerais opacos.

1.4.3.2. Geoquímica de Elementos Maiores e Traços

1.4.3.2.1. *Perda ao Fogo (PF)*

A Perda ao Fogo foi quantificada pelo método gravimétrico de obtenção dos sólidos voláteis por perda ao fogo (Tabela 10).

Tabela 10. Protocolo determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis.

| Determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis | |
|--|--|
| 1 - Pesar o cadinho de porcelana vazio (Mcv)+ 1,0000 ± 0,0001g de amostra (Ma); | |
| 2 - Queimar por 8h em forno mufla a 1000°C; | |
| 3 - Esfriar em dessecador e obter o peso (Mf); | |
| 4 - Calcular a porcentagem de PF pela fórmula: [(Mcv + Ma) - Mf]*100/Ma; | |
| 5 - Repetir os passos de 2 a 4. Considerar a PF efetiva caso a diferença de uma queima para outra não ultrapassar 2%. Caso seja maior repetir os passos de 2 a 4 | |

1.4.3.2.2. Digestão das Amostras

Em laboratório limpo, as amostras de sedimentos, solos e sarjeta, assim como o MPS, serão digeridas seguindo o protocolo abaixo, quadro 1, com mistura ácida (HF, HCl, HNO₃) e H₂O₂ em savilex® e utilização de chapa quente e capela de exaustão (Tabela 11).

Tabela 11. Protocolo de abertura de amostras em Savillex®.

| Etapas | Procedimento |
|---------------|---|
| 1 | Pesa-se a amostra de forma a obter 0,1 g |
| 2 | Adição de 4 ml de HF + 1 ml de HNO ₃ à 120 °C por 36 horas |
| 3 | Após a evaporação à 90 °C, adição de 3 ml de HCl 6 M+ 1 ml de HNO ₃ à 120 °C por 48 horas. Após esta etapa, se ainda houver matéria orgânica não dissolvida, adiciona-se 2 ml de H ₂ O ₂ + 2 ml de HNO ₃ à frio por 24 horas e mais 12 horas a 120 °C. Se a dissolução total ocorrer passa-se para a etapa 4. Caso contrário, adiciona-se pequenas alíquotas de 0,5 ml de H ₂ O ₂ em chapa quente à 60 °C com cuidado e atenção para evitar o desprendimento de gases de forma vigorosa. Prossegue-se esta etapa até a completa eliminação da matéria orgânica. |
| 4 | Após evaporação à 90 °C, adição de 2 ml de HCl 6M à 120 °C por 24 horas. |
| 5 | Após evaporação à 90 °C, adição de 1 ml de HCl 6M à 120 °C por 8 horas |
| 6 | Após evaporação à 90 °C, o resíduo foi solubilizado em solução de HCl 2M e diluído até obter um volume final de 25ml. |

1.4.3.2.3. Determinação Geoquímica

As soluções obtidas foram analisadas para determinação da concentração de elementos maiores e de alguns traços por ICP OES (Agilent 5100 Dual-View no Laboratório de Geoquímica da UnB. Os dados obtidos com análises geoquímicas estão em anexo (Anexo 1).

1.4.3.3. Microsonda Eletrônica

A investigação sobre a química mineral com o intuito de averiguar melhor a relação de formação entre diferentes anfibólios foi feita a partir de lâminas delgadas polidas de quatro amostras representativas (TF_18_VI_03, TF_18_VI_06, TF_18_VI_54i e TF_18_VI_160). As análises foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB). O equipamento utilizado é do modelo JEOL JXA-823 equipado com cinco espectrômetros de dispersão por comprimento de onda (WDS), operando a 15KV e 25 nA. Os dados obtidos com análises químicas estão em anexo (Anexo 1).

1.4.3.4. Difratometria de Raios X (DRX)

A análise por DRX foi realizada no Laboratório de Raios-X IG/UnB, no aparelho Rigaku D-MAXB com radiação em tubo de CuK α e velocidade de varredura de 2°/min, intervalo de medida de 0,05° e intervalo de varredura de 2 a 65°. Foram analisadas apenas a fração total de cada amostra, tendo o procedimento seguido as técnicas de rotina do Laboratório de Difratometria de Raio-X do Instituto de Geociências da UnB (Tabela 12).

Tabela 12. Protocolo de preparação de amostras para determinação mineralógica por difratometria de raio-x.

| Determinação mineralógica |
|---|
| 1- Macerar a amostra > dispor em lâmina para amostra total > proceder para leitura em equipamento; |
| 2- Extração da fração argila pelo método de sedimentação (Lei de Stokes) > orientar a amostra em lâmina > proceder para leitura no equipamento; |
| 3 - Após a leitura da fração argila, solvatar com etileno glicol por 12h > proceder para leitura no equipamento; |
| 4 - Após leitura, fazer o tratamento térmico a 490°C por 4h30min > proceder para leitura no equipamento. |

Após análise das amostras, os difratogramas gerados foram interpretados e os minerais foram identificados com apoio do software JADE 9.0 da MDI, que dispõem de rotinas de busca automática de picos e pesquisa de possíveis minerais no banco de dados PC-PDF (Powder Diffraction File – PDF para PC/ICDD).

➤ **Capítulo 2: Geología Regional**

2.1. INTRODUÇÃO

No Projeto Monte do Carmo retrata-se as principais características das diferentes formações geológicas existentes na região, a fim de se ter um maior entendimento acerca do arcabouço geológico regional no qual se encontra a área de estudo, bem como destacar questionamentos em relação à história geológica da região. Desta forma, o presente capítulo foi desenvolvido a partir de amplas revisões bibliográficas para apresentar os principais aspectos estratigráficos, estruturais, geofísicos, geocronológicos, sedimentológicos, ígneos e metamórficos das principais unidades aflorantes na região.

As investigações pioneiras realizadas na região de Porto Nacional e Monte do Carmo remetem aos projetos Araguaia (Ramos & Barbosa, 1967), Letos (Costa *et al.*, 1976) e RADAMBRASIL (Cunha *et al.*, 1981). Com a metodologia pautada essencialmente no uso de fotografias aéreas e reconhecimento de campo, foram construídas as primeiras sínteses geológicas e propostas hipóteses do entendimento tectônico regional da Província Tocantins, cujos resultados foram publicados por Costa (1982), Costa *et al.*, (1984) e Gorayeb (1996). Costa *et al.*, (1984) individualizaram as demais unidades litoestratigráficas, tomando como base mapeamentos geológicos realizados pela Universidade Federal do Pará -UFPA, bem como reconhecimentos de campo de Barbosa *et al.*, (1966) e dados geofísicos. O até então chamado de Complexo Goiano (Cunha *et al.*, 1981) foi desmembrado em diversas outras unidades granulíticas, gnáissicas, graníticas e vulcano-sedimentares. Apoiado por algumas poucas datações radiométricas, Costa *et al.*, (1984) apontam ainda uma evolução geológica policíclica para a região, envolvendo os eventos tectônicos Jequié, Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro (Hasui *et al.*, 1980).

Interpretações aerogeofísicas realizadas por Haralyi & Hasui (1985) propiciaram o surgimento dos primeiros modelos tectônicos envolvendo colisão de blocos crustais arqueanos. Por sua vez, baseado em dados geoquímicos, datações radiométricas e geotermobarometria, Gorayeb (1996) propõe uma idade Paleoproterozóica para o Complexo Porto Nacional. Recentemente, Pinheiro *et al.*, (2011), Arcanjo *et al.*, (2013) e Gorayeb *et al.*, (2013) continuaram a contribuir com dados radiométricos, ampliando o conhecimento geológico da região.

2.2. CONTEXTO TECTÔNICO E ESTRATIGRÁFICO

A área em estudo abrange a borda sul da Bacia do Parnaíba e encontra-se inserida na Província Tocantins, entre a porção setentrional da faixa Brasília e a porção meridional da faixa Araguaia (Figura 19). A leste, mas fora da área, encontram-se os limites do Cráton São Francisco, e, a oeste, encontram-se os limites do Cráton Amazônico.

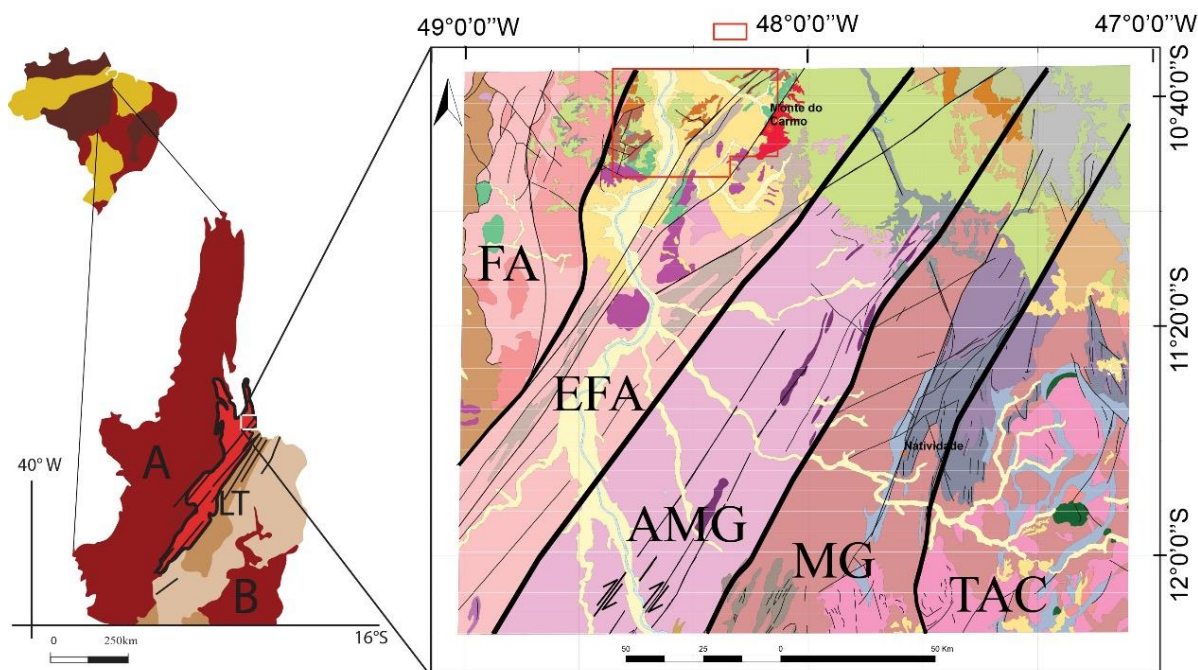
A **Província Estrutural Tocantins** está inserida na porção central do Brasil. Foi definida por Almeida *et al.*, (1977) e Hasui *et al.*, (1984) como uma compartimentação geotectônica decorrente da amalgamação dos crátons Amazônico, São Francisco e do Bloco Paranapanema, na porção oeste do supercontinente Gondwana, durante a Orogênese Brasileira ao longo do Neoproterozoico e do Eocambriano. Tal colisão resultou na formação dos cinturões de dobramentos e cavalgamentos das Faixas Brasília, Araguaia e Paraguai.

A **Faixa Brasília** é um sistema de dobramentos neoproterozoico que ocupa a porção leste da Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1981; Fuck, 1994; Costa e Angeiras, 1971; Dardenne, 1978; Marini *et al.*, 1984b; Fuck, 1994). Esta faixa tem ocorrência nos estados do Tocantins, Goiás, Minas Gerais e Distrito Federal, e se estende por cerca de 1100 km na direção N-S (Pimentel *et al.*, 1998, 2000, 2004). A **Faixa Araguaia**, localizada na porção setentrional da província, possui orientação N-S e vergência das estruturas em direção ao Cráton Amazônico (Alvarenga *et al.*, 2000).

Na região de Porto Nacional-Natividade, entre a Faixa Brasília e Faixa Araguaia, o *Lineamento Transbrasiliano* (LTB) é a principal feição estrutural observada (Schobbenhaus Filho *et al.*, 1975), responsável por paralelizar as unidades presentes na área, inclusive as unidades granito-gnáissicas de embasamento paleoproterozoico, além das unidades meso-neoproterozóicas (Gorayeb *et al.*, 1988). Esse lineamento representa zonas transcorrentes dúcteis de orientação aproximada N20E-S50W, provavelmente de idade Paleoproterozoica, que foram posteriormente reativadas em regime rúptil-dúctil e rúptil no Meso e Neoproterozoico (Costa *et al.*, 1984, 1988 a; Hasui *et al.*, 1984; Costa, 1985; Gorayeb *et al.*, 1988). O LTB na Província Tocantins apresenta orientação N35E e é bem caracterizado por foliações, lineações de estiramento e eixos de alongamento maior de *boudins* dispostos no plano da foliação milonítica (Dantas *et al.*, 2007). Os critérios cinemáticos e elementos estruturais indicam

movimentação sinistral e dextral em diferentes porções estudadas na região (Hasui e Mioto, 1988; Strieder *et al.*, 1994).

Figura 19. Localização, geologia e domínios tectônicos da porção centro-norte da Província Tocantins, área de estudo do Projeto Monte do Carmo.



Modificado de: Geologia e recursos minerais da região de Palmas - folhas Miracema o Norte SC.22-X-D, Porto Nacional SC.22-Z-B e Santa Teresinha SC.22-Z-A: estado do Tocantins. RIBEIRO, Pedro Sérgio Estavam; ALVES, Cleber Ladeira, 2017.

Modificado de: SABOIA, André Menezes. O vulcanismo em Monte do Carmo e litoestratigrafia do Grupo Natividade, estado de Tocantins. 2009. 96 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade de Brasília, Brasília, 2009.

Legenda Províncias Brasil

- Bacias Paleozoicas Intracratônicas
- Faixas Móveis Neoproterozoicas
- Províncias Cratônicas

Legenda Província Tocantins

- Arco Magmático de Goiás
- Faixas Móveis: A) Araguaia B) Brasília
- Maciço de Goiás
- Embasamento Paleoproterozoico

Legenda

FA: Faixa Araguaia; EFA: Embasamento da Faixa Araguaia; AMG: Arco Magmático do Goiás; MG: Maciço de Goiás e TAC: Terreno Almas-Cavalcante

Principais Unidades Litoestratigráficas

- | Fanerozoico | Paleoproterozoico |
|--|---|
| ■ Formação Pimenteiras, Grupo Canindé | ■ Suíte Intrusiva Ipuciras |
| ■ Suíte Gabro-Anortositica Carreira Comprida | ■ Almas Cavalcante - unidade gnásica-migmatítica |
| ■ Granito Matança | ■ Almas Cavalcante - unidade ortognásica-granítica |
| ■ Formação Monte do Carmo | ■ Complexo Rio dos Mangues |
| ■ Ortognaisses do Oeste do Goiás | ■ Complexo Porto Nacional-Unidade Ortoderivada |
| Paleo-Mesoproterozoico | |
| ■ Grupo Natividade | ■ Granito do Carmo |
- Área do Projeto Monte do Carmo

2.3. LITOESTRATIGRAFIA E GEOCRONOLOGIA

Com intuito de organizar a apresentação do capítulo, serão descritas a seguir as unidades existentes na região do Projeto Monte do Carmo, segundo critérios geocronológicos, descrevendo das unidades mais antigas para as mais recentes.

A mais importante unidade geotectônica presente na região é o **Complexo Granulítico Porto Nacional** (CGPN), definido por Costa *et al.*, (1982), e incluído no Terreno Metamórfico

de Alto Grau de Porto Nacional por Gorayeb *et al.*, (2000a). O complexo é constituído por rochas com protólitos de idades próximas a 2.14 Ga (Gorayeb *et al.*, 2000b), dispostas em uma faixa com orientação NE-SW e uma largura aproximada de 35 km, e tendo uma parte sido recoberta pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (Gorayeb, 1996). Apresenta rochas metamórficas orto e paraderivadas, que atingiram fácies granulito e se reequilibraram posteriormente em condições metamórficas de menor grau. Os principais litotipos são granulitos máficos, enderbitos, kinzigitos e raros charnockitos e granitos peraluminosos (Gorayeb, 1996; Chaves *et al.*, 2008).

Gorayeb (1996) descreve a **Formação Morro do Aquiles**, definida primeiramente por Costa et al. (1982) como uma unidade do Terreno Metamórfico de Alto Grau de Porto Nacional, análoga ao complexo granulítico, mas com metamorfismo em fácies anfibolito alto. Seus tipos petrográficos incluem micaxistos, quartzitos com granada, paragnaisses aluminosos, xistos grafitosos, gonditos, e rochas metavulcânicas básicas e ácidas intercaladas com ortognaisses e anfibolitos (Sachett, 1996; Gorayeb *et al.*, 2013). A formação aflora principalmente entre as cidades de Porto Nacional e Brejinho de Nazaré, em uma faixa com direção NE-SW, e em faixas de menor extensão, junto a granulitos, anortositos e granitóides miloníticos (Gorayeb, 1996). As rochas desta formação encontram-se localmente truncadas pelos plútons da Suíte Lajeado, ou limitadas por falhas, gerando contatos tectônicos com as formações mais novas do Fanerozóico.

Costa *et al.*, (1983) definiram o **Complexo Rio dos Mangues** para agrupar rochas metassedimentares e metamáficas que afloram na região de Paraíso do Tocantins, a oeste do Rio Tocantins. Segundo Hasui *et al.*, (1984), o complexo é formado por rochas cálcissilicáticas, ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, anfibolitos, micaxistos, quartzitos e paragnaisses aluminosos. Frasca *et al.*, (2010) e Ribeiro & Alves (2017) definem a unidade como composta por ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, ortoquartzitos anfibolitos, micaxistos e rochas calcissilicáticas. O complexo ocorre como uma faixa em direção N-S com largura de 30 a 40 km, estendendo-se até a região de Gurupi (Arcanjo *et al.*, 2013; Ribeiro & Alves, 2017). O *Granito Serrote* se encontra nesta unidade, sendo constituído por um conjunto de corpos graníticos leucocráticos datados em 1,86 Ga, e com idades modelo TDM (Idade Modelo do Manto Empobrecido) entre 2,43 e 2,50 Ga (Arcanjo *et al.*, 2013). Baseado em dados geocronológicos de Rb-Sr, Barradas (1993) propõe idade em torno de 2,1 Ga. Estudos mais recentes, com base em idades entre 2,05 a 2,08 Ga (Pb-Pb), idades modelo TDM entre 2,21 e

2,35 Ga com valores ϵNd (t) entre -1,04 e +2,4, interpretaram o complexo como originado predominantemente a partir de material juvenil paleoproterozóico, em um ambiente tectônico envolvendo crosta oceânica com interação de núcleos siálicos mais antigos (Arcanjo & Moura, 2000; Arcanjo, 2002; Arcanjo, 2013; Ribeiro & Alves, 2017). Estudos geocronológicos realizados por Fuck *et al.*, (2002) forneceram idades U-Pb sobre zircões entre 2,13 e 2,14 Ga, e idades modelo TDM entre 2,0 e 2,3 Ga com valores positivos de ϵNd de +0,86 a +2,40, que também indicam caráter juvenil.

Na região de estudo, encontram-se algumas suítes graníticas, com idades variando entre o paleoproterozoico e o neoproterozoico. Os eventos magmáticos granitogênicos ocorridos no paleoproterozoico, responsáveis pela formação das suítes, são interpretados como uma resposta ao fechamento de bacias de arcos vulcânicos no final do ciclo transamazônico. Dentre elas, pode-se citar a **Suíte Intrusiva Ipueiras**, caracterizada essencialmente como a composição de sete corpos graníticos e rochas vulcânicas associadas cogenéticas (Bezerra *et al.*, 1981). Posteriormente, foi reclassificada por Chaves e Gorayeb (2007) em quatro plútons graníticos paleoproterozoicos: *Areias*, *Ipueiras*, *Itália* e *do Carmo*. Segundo Chaves (2008), estes corpos têm caráter subalcalino e peraluminoso, com assinatura geoquímica de granitos anorogênicos, e dispostos ao longo de uma faixa orientada NNE-SSW. A partir de datações em zircões pelo método Pb-Pb, Chaves e Gorayeb (2007) definiram a idade de cristalização desses corpos graníticos em terrenos gnáissicos e granulíticos em torno de 2,08 Ga. As idades modelo Sm-Nd com valores de TDM entre 2,19 a 2,15 e ϵNd (2,08 Ga) entre +2,5 e +2,9, indicam curto tempo de residência crustal para a rocha fonte da qual derivou este magmatismo granítico. Os valores de ϵNd indicam contribuição mantélica na formação desses granitos, conferindo um caráter juvenil. Saboia (2009) fez uma correlação entre o *Granito do Carmo* e a Suíte Intrusiva Santa Rosa baseada na similaridade de idade, dos padrões de ETR e dos elementos traços. O referido autor propôs que essas unidades foram geradas a partir de acreção juvenil paleoproterozoica durante a fase tardia do Evento Transamazônico.

Outra suíte de idade paleoproterozoica foi definida por Cunha *et al.*, (1981) como a **Suíte Serrote**. Esta suíte é caracterizada por um batólito granítico como parte do Complexo Goiano. O corpo é caracterizado por ter uma forma alongada segundo a direção NNE-SSW (18Km de comprimento e 14 Km de largura) e por ser alojado em gnaisses do Complexo Rio dos Mangues. Além disso, stocks de monzogranitos e sienogranitos compõem a suíte, segundo Costa *et al.*, (1983). Os estudos geocronológicos feitos por Moura & Souza (1996) conferiram

idades de 1,8 Ga em zircão pelo método Pb-Pb. Arcanjo (2002) obteve idades modelo entre 2,5 e 2,43 Ga e valores de ϵNd entre -6,01 e -5,21.

A **Suíte Vulcânica Santa Rosa** também faz parte das suítes paleoproterozóicas presentes na área. Esta suíte é caracterizada por uma sequência de rochas vulcânicas ácidas (riolitos, dacitos e piroclásticas, como tufos e brechas) com baixo grau metamórfico. Os estudos geocronológicos, realizadas por Sachett *et al.*, (1996), determinaram idades de 2,1 Ga por meio do método de U-Pb, enquanto Saboia *et al.*, (2009) obtiveram idades semelhantes pelo método U-Pb de 2,08 Ga e TDM entre 2,11 e 2,12 Ga, além de valores positivos de ϵNd que definem uma fonte mantélica paleoproterozoica com forte influência continental em níveis crustais pouco profundos.

O Lineamento Transbrasiliano (LTB) é uma estrutura de primeira ordem que atuou em todas as unidades pretéritas, gerando estruturas de segunda e terceira ordem, remobilizando todo o conjunto de rochas existentes entre as faixas móveis Brasília, Paraguai e Araguaia, e colocando lado-a-lado unidades que não necessariamente foram geradas naqueles locais.

Ao longo do LTB, ocorrem as rochas relacionadas ao **Arco Magmático de Goiás**, que é descrito como um terreno jovem localizado na porção oeste da Faixa Brasília, representando um expressivo episódio de acreção de crosta juvenil neoproterozóica durante a formação do supercontinente Gondwana (Pimentel & Fuck, 1992). É composto por sequências metavulcanosedimentares associadas a ortognaisses tonalíticos a graníticos. Sua evolução começou há aproximadamente 900 Ma, como arco de ilha interoceânico, com um evento magmático posterior entre 630-600 Ma durante o fechamento do Oceano Goiás-Pharusian (Cordani *et al.*, 2013). Ribeiro e Alves (2017) consideram a Formação Monte do Carmo como a extensão a nordeste do **Arco Magmático de Goiás**.

Existem controvérsias sobre o posicionamento do **Maciço de Goiás** (MG) no contexto tectônico da Província Tocantins. O MG é uma unidade geotectônica constituída essencialmente por: (I) terrenos arqueanos- paleoproterozoicos de complexos gnáissicos dômicos do tipo TTG e **greenstone belts** metamorfizados em fácies xisto verde a anfibolito inferior (Jost *et al.*, 2013) e (II) complexos máficos ultramáficos acamadados (Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava) associados a sequências vulcanossedimentares (Correia *et al.*, 1997). Diversos autores propõem que o MG teria sido amalgamado na margem oeste da Faixa Brasília durante a orogenia neoproterozoica (e.g., Jost *et al.*, 2013). No entanto, trabalhos recentes

reinterpretam a história evolutiva do maciço, e sugerem que a acreção desse micro continente com a Faixa Brasília teria ocorrido durante o paleoproterozoico (Cordeiro e Oliveira, 2017).

A **Formação Monte do Carmo** foi proposta por Costa *et al.*, (1976), como uma sequência vulcanossedimentar composta por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias e máficas, além de pacotes de arenitos, siltitos, ardósias, grauvacas, conglomerados e arcósios. O pacote de rochas vulcânicas foi subdividido em duas sequências, conforme a compartimentação proposta por Saboia *et al.*, (2009) e Braga *et al.*, (2008): (I) Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Areinha composta por basaltos, gabros e andesitos e (II) Sequência Pedra Furada, composta por riolitos, dacitos e rochas piroclásticas félsicas com tufos e brechas. As Idades modelo TDM obtidas por Saboia (2009) variam entre 1.91 e 0.86 Ga, indicando que a Formação Monte do Carmo foi derivada de fontes paleo- a neoproterozoicas. Ribeiro e Alves (2017) obtiveram idades U-Pb em zircão em brecha vulcânica e basalto andesítico de 643 ± 10 Ma e $588,8 \pm 8,6$ Ma, respectivamente. Frasca *et al.*, (2010) e Saboia (2009) interpretam o ambiente de formação da sequência relacionando-o à abertura de um rift continental.

Uma questão que permanece em aberto é a correlação entre a Formação Monte do Carmo e o Grupo Natividade. O **Grupo Natividade** foi distinguido inicialmente por Moore (1963) e denominado Série Natividade por Hasui *et al.*, (1984). Foi definido por Costa *et al.*, (1976) como um grupo constituído por uma sequência metassedimentar polideformada e metamorfizada em fácies xisto verde baixo. O grupo aflora de forma descontínua na região de Porto Nacional e Natividade-Almas (Saboia, 2009), sustentando serras e elevações de direção NE-SW a sudeste de Porto Nacional, na Serra Manoel do Carmo, e a sul-sudoeste de Monte do Carmo (Costa *et al.*, 1984 e Gorayeb, 1996). A unidade compreende quartzitos puros e micáceos intercalados com níveis de conglomerados polimíticos, filitos, mármore dolomíticos e ardósias, com frequentes estruturas sedimentares primárias, como marcas de onda, estratificação plano-paralela e cruzada tabular (Gorayeb, 1996). A ausência de intercalações de rochas vulcânicas não permite definir idade precisa para o Grupo Natividade, porém, Marques (2009), discute a correlação do Grupo Natividade com as fases pós-rifte da Bacia Araí, que recebeu a deposição do grupo homônimo. Pimentel *et al.*, (1991) atribuíram idade de 1771 ± 2 Ma (U-Pb) para a cristalização de riolitos que ocorrem na base da Formação Arraías, interpretando tal dado como a idade deposicional do Grupo Araí. Essas considerações colocam o Grupo Natividade como integrante dos processos de rifteamento que afetaram o Brasil Central durante o Estateriano (1,8 a 1,6 Ga).

Em relação ao magmatismo Neoproterozoico na região de Porto Nacional, Gorayeb (1996) descreveu a existência de outras suítes no final do neoproterozóico (em torno de 540 Ma), com associação de granitos alcalinos, charnockitos, anortositos e rochas máficas. Dentre elas, destaca-se a **Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida**, a qual foi definida por Gorayeb (1996) como composta por um plúton alongado na direção NNE-SSW, de 25K m de comprimento e 8 a 10 Km de largura. Esta suíte se encontra inserida na *Zona de Cisalhamento Dúctil de Porto Nacional*, encaixada em xistos da Formação Morro de Aquiles. Os dados geocronológicos indicam idades de 2.07 Ga em cristais de zircão pelo método de evaporação de Pb (Gorayeb e Moura, 2001). Porém, Lima *et al.*, (2008) consideram que essa idade corresponde a idades de zircões herdados de um material crustal mais antigo. Esses autores dataram as rochas máficas pelo método U-Pb em zircão e encontraram idades de 526 Ma e 533 Ma, além de obter uma idade modelo de 2160 Ma, e valores de ϵ_{Nd} variando entre -7 e -12,24. A idade modelo é compatível com a contribuição de rochas pertencentes ao embasamento formado pelas rochas dos Complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional.

A Suíte Aliança, também de idade neoproterozoica, foi definida por Frasca (2010) como um conjunto de granitos, granodioritos e tonalitos peraluminosos, com idade em torno de 600 Ma. A suíte é composta por dois corpos intrusivos distintos: o tonalito-granodiorito *Aliança* e o tonalito *Serra do Tapuio* (Bizzi *et al.*, 2003). Os dois apresentam-se amalgamados entre os complexos granulíticos Rio dos Mangues e Porto Nacional, e são, assim, interpretados como parte do embasamento da Faixa Araguaia.

A **Suíte Santa Luzia** é outra suíte com idade neoproterozoica, e foi primeiramente chamada de Granito Santa Luzia. A suíte foi definida por Costa *et al.*, (1983) como um conjunto de rochas graníticas, com morfologia arredondada e diques associados, intrudindo nas rochas metassedimentares do Grupo Estrondo. O nome “Suíte Santa Luzia” foi empregada por Hasui *et al.*, (1984) para integrar rochas de composição granítica e granodiorítica dentro desta unidade. Os estudos geocronológicos realizados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) obtiveram idades de 593 Ma em zircões segundo o método U-Pb, coincidente com a idade obtida por Frasca (2010).

Por fim, a última suíte neoproterozoica da região é denominada **Suíte Lajeado**. Esta foi definida inicialmente por Barbosa *et al.*, (1966) para agrupar corpos graníticos próximos à cidade de Lajeado. Tal denominação foi utilizada posteriormente por Gorayeb *et al.*, (2001, 2013) para agrupar três corpos graníticos paleoproterozoicos: *Palmas*, *Matança* e *Lajeado*.

Ribeiro & Alves (2017) mantiveram a designação de Gorayeb *et al.*, (2013) e adicionam o *Granito Aroeiras*, de dimensões comparadas às dos outros corpos. Os granitos dessa unidade possuem assinatura geoquímica subalcalina e caráter metaluminoso a levemente peraluminoso (Gorayeb *et al.*, 2013). Os dados geocronológicos, pelo método de evaporação de Pb em zircão, revelam idades de cristalização entre 552 e 545 Ma. As análises isotópicas de Sm-Nd forneceram idades modelo T_{DM} variando entre 2,1 e 1,7 Ga e valores de ϵ_{Nd} (0,55 Ga) variando entre -10 e -13, sugerindo envolvimento da crosta paleoproterozoicas na formação desses granitos (Gorayeb *et al.*, 2013). A Suíte representa assim, uma granitogênese do tipo A tardi-colisional, desenvolvida em regime extensional, marcando o final da evolução da **Faixa Araguaia**.

De idade paleozoica, as rochas da borda sul da **Bacia do Parnaíba** se encontram na região de estudo. Na literatura mais antiga, essa bacia intracratônica é identificada pelos nomes Bacia do Maranhão ou do Piauí-Maranhão. A bacia, de 665.888 km², localiza-se entre os crátons Amazônico e São Francisco, distribuindo-se pelos estados do Piauí, Maranhão, Pará, Tocantins, Bahia e Ceará (Vaz *et al.*, 2007). Com comprimento de aproximadamente 1.000 km e 970 km de largura, a bacia apresenta forma elíptica, contendo uma pequena espessura em comparação à sua grande extensão, o que está relacionado à subsidência termal flexural, que ocorreu lentamente durante sua evolução no Paleozóico (Figueiredo & Raja-Gabaglia, 1986). A espessura da coluna sedimentar atinge cerca de 3.500 metros no seu local de máxima deposição (Vaz *et al.*, 2007), com 500 metros de rochas básicas na forma de soleiras e derrames, e 3.000 metros de rochas sedimentares siliciclásticas (Góes *et al.*, 1994; Vaz *et al.*, 2007). As rochas são principalmente formadas por sedimentos siliciclásticos depositados durante vários ciclos transgressivos-regressivos (Góes *et al.*, 1994; Vaz *et al.*, 2007). Almeida & Carneiro (2004) afirmam que o desenvolvimento da Bacia do Parnaíba ocorreu sobre embasamento continental durante a fase de estabilização da plataforma Sul-Americana, e sua subsidência ocorreu na Orogênese Brasileira devido a eventos térmicos de pós-orogênicos. As rochas da Bacia do Parnaíba se destacam na morfologia apresentando escarpas, planaltos, planícies, e estão também depositadas sobre o *Gráben de Porto Nacional* (Gorayeb, 1996). Essas rochas foram divididas estratigraficamente em cinco super sequências deposicionais: Grupo Serra Grande (Siluriano); Grupo Canindé (Mesodevoniano-Carbonífero); Grupo Balsas (Neocarbonífera-Eotriássica); Formação Pastos Bons (Jurássico) e Formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru (Cretáceo) (Vaz *et al.*, 2007).

Na região de Monte do Carmo, as coberturas sedimentares de idades paleozoicas recobrem discordantemente grande parte da área, e afloram, predominantemente, as rochas do Grupo Canindé e do Grupo Serra Grande. O **Grupo Canindé** é representado pelas *Formações Pimenteiras e Itain*, de idade Devoniana (Góes & Feijó, 1994), e ocorre recobrindo os chapadões da Serra do Lajeado, ao norte da área do projeto Monte do Carmo, além de ocupar extensas áreas em ambas as margens do Rio Tocantins. Consiste, principalmente, de folhelhos cinza-escuros a pretos esverdeados, em parte bioturbados. São radioativos, ricos em matéria orgânica e representam a ingressão marinha mais importante da bacia (Vaz *et al.*, 2007). Várias estruturas sedimentares podem ser observadas assim como a ciclicidade deposicional. Della Fávera (1990) descreveu estratificação cruzada tabular ou sigmoidal, e uma mudança de tendência transgressiva para regressiva na passagem gradacional para a Formação Cabeças, que lhe é sobreposta. Além disso, eventos de tempestades podem ser evidenciados pela presença de estruturas como *hummocky* e camadas de base plana e topo ondulado, além de corpos arenosos sigmoidais. A deposição é interpretada como de ambientes neríticos plataformais, variando desde plataforma interna, até plataforma aberta com intercalações de siltito e arenito. A sedimentação remete a um ambiente de plataforma rasa dominada por tempestades. A Formação Pimenteiras limita os depósitos da planície do Tocantins desde 30 km ao sul de Lajeado até Porto Nacional, onde cede lugar às rochas do embasamento (Góes & Feijó, 1994).

O **Grupo Serra Grande** é representado pela *Formação Jaicós*, de idade Siluriana (Costa 1984), a qual ocorre sustentando escarpas verticalizadas no topo de serras e embutida no interior de *grábens* na borda da Bacia do Parnaíba. O contato com a Formação Pimenteiras, a sudeste do município de Palmas, se dá por falha normal e de forma discordante sobre o Granito Lajeado. Ocupa, ainda, áreas abatidas por falhamentos, na margem oeste do Rio Tocantins, além de aflorar na base da Serra das Cordilheiras, entre 5 e 10 km a oeste do município de Porto Nacional. A formação é caracterizada por arenitos médios, conglomeráticos, localmente arcosianos, mal selecionados e imaturos texturalmente. Há presença constante de estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, acamamento plano-paralelo e canais de corte e preenchimento. O ambiente deposicional é interpretado como fluvial entrelaçado, dominado por areias com cascalhos subordinados (Góes & Feijó, 1994).

As rochas da Bacia do Parnaíba apresentam-se truncadas por três principais lineamentos que foram responsáveis pelo controle das direções deposicionais até o Eocarbonífero, sendo eles: Pico-Santa Inês, Marajó-Parnaíba e Lineamento Transbrasiliiano (Vaz *et al.*, 2007).

Por fim, na área de estudo, destaca-se a ocorrência de **coberturas detrítico-lateríticas ferruginosas**, compostas por quartzo e argilominerais, e horizontes concrecionários de óxidos e hidróxidos de ferro. Segundo Ribeiro e Alves (2017), esses depósitos recobrem parcialmente várias unidades da área de estudo. Nos domínios das rochas da Bacia do Parnaíba, as coberturas se desenvolveram quase exclusivamente sobre os siltitos argilosos e arenitos finos da base da Formação Pimenteiras. Estas coberturas encontram-se também expostas em vastas áreas planas no topo da Serra do Lajeado. Já as coberturas desenvolvidas sobre as rochas da Faixa Araguaia são mais restritas, descontínuas e pouco espessas. Geralmente, ocorrem como platôs lateríticos constituídos por materiais detríticos diversos, como areia, fragmentos de rocha e de veios de quartzo.

Além destas coberturas, as **coberturas do quaternário**, caracterizadas por Ribeiro & Alves (2017) como pacotes arenosos com gradação para níveis de granulação mais grossa até níveis conglomeráticos mosqueados, compactados por uma matriz argilosa, ocorrem na região. Estes sedimentos inconsolidados são relacionados à evolução do Rio Tocantins, alinhado N/S cujo fluxo de montante para jusante é direcionado da parte meridional para a parte setentrional.

Com o intuito de sintetizar a evolução do conhecimento e das unidades descritas nesse capítulo, os principais supergrupos e formações individualizadas foram agrupadas na Tabela 13 apresentada a seguir, de acordo com os critérios geocronológicos.

Tabela 13. Principais supergrupos individualizados de acordo com os critérios geocronológicos.

| Unidade | Método de Datação | Idade Obtida | Referência |
|---|---------------------------|----------------|------------------------------------|
| Complexo Porto Nacional Ortoderivadas | Pb-Pb em zircão | 2,09-2,15 Ga | Gorayeb <i>et al.</i> , 2000b |
| | Modelo TDM | 2,40 Ga | Gorayeb & Moura (2002) |
| | $\epsilon\text{ND}_{(t)}$ | 2,15 Ga | |
| Complexo Porto Nacional Paraderivadas | Pb-Pb | 2,07-2,11 Ga | Gorayeb <i>et al.</i> , 2000b |
| | Modelo TDM | 2,55 Ga | Gorayeb & Moura (2002) |
| | $\epsilon\text{ND}_{(t)}$ | 2,15 Ga | |
| Complexo Rio dos Mangues Ortoderivadas | Rb-Sr | 2,1 Ga | Barradas <i>et al.</i> , 1993 |
| | Pb-Pb em zircão | 2,01-2,08 Ga | Sousa & Moura <i>et al.</i> , 1996 |
| | Pb-Pb em zircão | 2,05-2,12 Ga | |
| | Modelo TDM | 2,21-2,35 Ga | Arcanjo <i>et al.</i> , 2002 |
| | $\epsilon\text{ND}_{(t)}$ | 2,06-2,40 Ga | |
| Complexo Rio dos Mangues Ortoderivadas | Pb-Pb | 2,054-2,086 Ga | Arcanjo <i>et al.</i> , 2002 |
| | Modelo TDM | 2,21-2,35 Ga | |
| | $\epsilon\text{ND}_{(t)}$ | 2,06-2,12 Ga | |
| Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida | Pb-Pb | 2,00-2,25 Ga | Ribeiro e Alves, 2017 |
| Suíte Vulcânica Santa Rosa | Pb-Pb | 2,137 Ga | Sachett <i>et al.</i> , 1996 |
| | U-Pb | 2,086 Ga | Saboia <i>et al.</i> , 2009 |
| | Modelo TDM | 2,11-2,17 Ga | |
| | $\epsilon\text{ND}_{(t)}$ | 2,08 Ga | |
| Suíte Ipueiras Granito Do Carmo | Pb-Pb em rocha total | 1,98 Ga | Barradas <i>et al.</i> , 1992 |
| | Pb-Pb em zircão | 2,045 Ga | Sachett <i>et al.</i> , 1996 |
| | U-Pb em zircão | 2,048 Ga | Saboia <i>et al.</i> , 2007, 2009 |
| | Modelo TDM | 2,13 Ga | |
| | $\epsilon\text{ND}_{(t)}$ | 2,04 Ga | |
| | U-Pb | 2,083 Ga | Maia, 2016 |
| Suíte Ipueiras Granito Areias | Pb-Pb | 2,086 Ga | Chaves <i>et al.</i> , 2008 |
| | Modelo TDM | 2,18-2,19 Ga | |
| | $\epsilon\text{ND}_{(t)}$ | 2,08 Ga | |
| Suíte Ipueiras Granito Itália | Pb-Pb | 2,078 Ga | Chaves <i>et al.</i> , 2008 |
| Suíte Ipueiras Granito Ipueiras | Pb-Pb | 2,073 Ga | Chaves <i>et al.</i> , 2008 |
| | Modelo TDM | 2,15-2,17 Ga | |
| | $\epsilon\text{ND}_{(t)}$ | 2,08 Ga | |

| | | | |
|--|------------------------------|--------------|------------------------------|
| Grupo Natividade | Pb-Pb em zircão | 1,77 Ga | Saboia <i>et al.</i> , 2009 |
| Formação Monte do Carmo Máficas | Modelo TDM | 0,86-1,01 Ga | Saboia <i>et al.</i> , 2009 |
| | $\varepsilon\text{ND}_{(t)}$ | 0,588 Ga | |
| Formação Monte do Carmo Arcóseo | Modelo TDM | 1,67-1,85 Ga | Saboia <i>et al.</i> , 2009 |
| | $\varepsilon\text{ND}_{(t)}$ | 0,588 Ga | |
| Formação Monte do Carmo Piroclástica Félsica | Pb-Pb | 0,6 Ga | Saboia <i>et al.</i> , 2009 |
| | Modelo TDM | 1,54-1,91 Ga | |
| | $\varepsilon\text{ND}_{(t)}$ | 0,588 Ga | |
| Formação Monte do Carmo Andesitos | U-Pb | 0,588 Ga | Ribeiro e Alves, 2017 |
| Formação Monte do Carmo Brecha Vulcânica | U-Pb | 0,643 Ga | Ribeiro e Alves, 2017 |
| Suíte Aliança | U-Pb em zircão | 0,593 Ga | Ribeiro e Alves, 2017 |
| Granito Arueira | Pb-Pb | 0,571 Ga | Quaresma e Kotschoubey, 2001 |
| | Modelo TDM | 1,4 Ga | Ribeiro e Alves, 2017 |
| | $\varepsilon\text{ND}_{(t)}$ | 0,55 Ga | |
| Suíte Lajeado Granito Lajeado | Pb-Pb | 0,547 Ga | Gorayeb <i>et al.</i> , 2013 |
| | Modelo TDM | 1,71-1,86 Ga | |
| | $\varepsilon\text{ND}_{(t)}$ | 0,55 Ga | |
| | U-Pb | 0,554 Ga | Ribeiro e Alves, 2017 |
| | Modelo TDM | 1,82 Ga | |
| | $\varepsilon\text{ND}_{(t)}$ | 0,55 Ga | |
| Suíte Lajeado Granito Matança | Pb-Pb | 0,552 Ga | Gorayeb <i>et al.</i> , 2013 |
| | Modelo TDM | 1,93-2,10 Ga | |
| | $\varepsilon\text{ND}_{(t)}$ | 0,55 Ga | |
| | U-Pb | 0,551 Ga | Ribeiro e Alves, 2017 |
| | Modelo TDM | 1,58 Ga | |
| | $\varepsilon\text{ND}_{(t)}$ | 0,55 Ga | |
| Suíte Lajeado Granito Palmas | Pb-Pb | 0,548 Ga | Gorayeb <i>et al.</i> , 2013 |
| | Modelo TDM | 1,73-1,81 Ga | |
| | $\varepsilon\text{ND}_{(t)}$ | 0,55 Ga | |
| | Modelo TDM | 1,67 Ga | Ribeiro e Alves, 2017 |
| | $\varepsilon\text{ND}_{(t)}$ | 0,55 Ga | |

As idades obtidas nos anortositos foram atribuídas a zircões herdados no trabalho de Lima (2008).

➤ **Capítulo 3: Geología Local**

3.1. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

As unidades litoestratigráficas analisadas no Projeto Monte do Carmo foram mapeadas em escala 1:50.000 e definidas com base em critérios petrográficos, estruturais, deformacionais e metamórficos. A partir da identificação e descrição dessas unidades, e com o auxílio do sensoriamento remoto e da aerogeofísica, foi possível a elaboração do mapa geológico integrado do Projeto Monte do Carmo (Anexo VI).

As unidades litoestratigráficas da área de estudo ocorrem de maneira geral em um *trend* preferencial NE-SW, que pode ser observado claramente nos produtos geofísicos de magnetometria.

Os afloramentos são escassos, devido às condições climáticas (tropical com inverso seco) e à geomorfologia mais ondulada da região. Eles ocorrem principalmente como lajedos, blocos (rolados, basculados, e *in situ*) e matacões. As melhores exposições desses afloramentos são geralmente leitos de drenagens, morrotes e ao longo de cortes de estrada.

A seguir será feita uma descrição das unidades mapeadas no Projeto Monte do Carmo.

3.1.1. Unidades Litoestratigráficas do Projeto Monte do Carmo

3.1.1.1. Complexo Porto Nacional

O Complexo Porto Nacional está localizado a oeste da área do projeto Monte do Carmo, disposto em faixas anastomosadas com trend que varia de E-W a NE-SW, e é composto por rochas paraderivadas e ortoderivadas. Ocorre principalmente nas áreas I, III, V, VI, VIII, X e XI. As rochas pertencentes a essa unidade estão associadas a um baixo topográfico, onde os melhores afloramentos ocorrem próximos às rochas dos grupos Serra Grande e Canindé.

A unidade ortoderivada compreende granada-hornblenda gnaisses tonalíticos, clinopiroxênio-ortopiroxênio-biotita gnaisses tonalíticos, olivina-plagioclásio-piroxênio gnaisses, cianita-plagioclásio-hornblenda gnaisses, anfíbolitos, granulitos máficos, clorita-talco-tremolita xistos, enderbitos e metamáficas.

A unidade paraderivada compreende gnaisses feldspáticos, estaurolita-silimanita-granada gnaisses, biotita-hornblenda-grafita gnaisses, silimanita-granada-biotita gnaisses, cianita-silimanita-granada gnaisses, gonditos e xistos grafitosos. Os gonditos ocorrem como blocos isolados, sem um padrão associado aos pontos de ocorrência do mesmo; os xistos grafitosos ocorrem como lentes dentro dos paragnaisses.

Os corpos das rochas paraderivadas ocorrem na forma de lentes, intercalados dentro da unidade ortoderivada, em geral alongados e paralelos à estruturação regional. As rochas do complexo Porto Nacional estão metamorfizadas em fácies xisto verde alto/ anfibolito baixo a fácies granulito, onde o grau metamórfico aumenta de leste para oeste nesse complexo.

3.1.1.2. Formação Morro do Aquiles

A Formação Morro do Aquiles, está localizada na parte centro norte e sudoeste do projeto Monte do Carmo e é definida por contatos tectônicos e cortada por zonas de cisalhamento transcorrentes NW-SE. Ocorre principalmente nas áreas II, VI, VII e XII.

Ela compreende granada-muscovita xistos, granada-hornblenda gnaisses, muscovita-biotita gnaisses, muscovita-biotita migmatitos, andaluzita xistos, metabásicas, metaultrabásicas, gonditos e xistos grafitosos. Os xistos grafitosos ocorrem de forma restrita nessa unidade e os gonditos ocorrem sem um padrão, de forma isolada em meio a paragnaisses e outros xistos.

3.1.1.3. Plutônicas sin- a pós- tectônicas

As rochas plutônicas localizam-se no centro norte do Projeto Monte do Carmo, principalmente na área VII, e são representadas por três corpos graníticos intrusivos nos xistos da Formação Morro do Aquiles. Elas correspondem aos granitos nomeados durante o projeto como Torre, Santana, e Suíte Granítica Manduca, com cerca de 2 km, 1 km e 3 km de diâmetro, respectivamente.

O Granito Santana localiza-se na divisa entre as áreas VI e VII e corresponde à um biotita granito milonitizado, associado à vegetação de mata densa e relevo ondulado.

A Suíte Granítica Manduca localiza-se nas áreas XII e VII e corresponde a dois corpos graníticos de granulação fina a média, variando em composição de granito a granodiorito, prevalecendo a fácies de muscovita-biotita granito médio. A suíte aflora próxima ao Córrego Manduca, intercalada com os xistos da Formação Morro do Aquiles, em uma estrutura do tipo “roof pendant”.

O Granito Torre localiza-se na divisa das áreas VII e II e corresponde a um muscovita-biotita granito, variando em composição até tonalito, com prevalência de fácies de granito médio, de textura inequigranular.

3.1.1.4. Suíte Vulcânica Santa Rosa

A Suíte Vulcânica Santa Rosa encontra-se na porção leste da área do Projeto. Está restrita às áreas IV, IX, XVI, XVIII e XIX. Sua melhor exposição está localizada a norte da cidade de Monte do Carmo, constituída por blocos e lajedos ao longo do Córrego Santa Rosa. Está associada ao Granito do Carmo e é composta por riolitos, dacitos, ignimbritos e tufos.

3.1.1.5. Suíte Ipueiras

A Suíte Ipueiras aflora nas porções centro-sul e leste da área do Projeto. Seus corpos estão alongados e apresentam dimensões batolíticas, sendo que o maior deles apresenta cerca de 24 km de comprimento e o menor, 14 km. Suas melhores exposições encontram-se próximas ao município de Monte do Carmo e em fazendas nos arredores. Ocorre nas áreas IX, XIII, XIV, XVIII e XIX).

Esta unidade é representada por biotita-sienogranitos, hornblenda-biotita-monzogranitos, sienogranitos, monzogranitos, leucomonzogranitos, calcita-clorita-metagranitos e granodioritos.

3.1.1.6. Suíte Aliança

A Suíte Aliança é um corpo de forma alongada que ocorre na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, aproximadamente paralela às rochas da Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida, fazendo contato tectônico com as rochas do Complexo Porto Nacional (por meio da Falha Brasil Escola, nomeada durante o projeto), e com o Granito Matança (por meio da Zona de Cisalhamento Porto Nacional). Em algumas porções, essas rochas aparecem encobertas pelas rochas dos Grupos Serra Grande e Canindé. Ocorre nas áreas I, V e X.

Essa unidade é representada por hornblenda-biotita-granodioritos, biotita-monzogranitos, tonalitos, gnaisses graníticos, hornblenda-biotita-diorito, biotita gnisso tonalítico e metatexitos.

3.1.1.7. Sequência Metavulcanossedimentar Indefinida

Aflora na porção central da área, na Serra Manoel do Carmo, limitada a leste pela Zona de Cisalhamento Primavera e a oeste pela Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo (nomeadas no projeto), apresentando aproximadamente 38 km de comprimento. Também se encontra presente na porção sudeste como um corpo expressivo de 22 km de extensão, e no nordeste da área com exposições restritas em drenagens. É constituída predominantemente por quartzitos

puros, mas também por rochas metabásicas, metavulcanoclásticas, metassiltitos, ardósias e metaconglomerados polimíticos.

3.1.1.8. Intrusões Máficas Ultramáficas Acamadadas

Correspondem a corpos intrusivos localizados a leste da Serra Manoel do Carmo, aflorando desde o extremo nordeste da área do projeto até o sul. Apesar de apresentar poucos afloramentos, são rochas com elevada resposta magnética. Desta forma, a delimitação de seus corpos foi feita com o auxílio de produtos de aeromagnetometria.

Os corpos aflorantes na área em estudo são o Monte do Carmo e VE3, com maiores expressões nas áreas IV, IX e XIV. Esta unidade é composta por Ti-hematita-clorita-quartzo-xisto, quartzo-clorita-xisto, epidoto-clorita anfibolito, talco-tremolita-xisto, gabros, actinolita-epidoto-xisto, epidoto-clorita-xisto e hornblenda-piroxenito.

3.1.1.9. Formação Monte do Carmo

A Formação Monte do Carmo está localizada no extremo sudeste da área do Projeto. Suas melhores exposições encontram-se no caminho para a Fazenda da Escadinha, na área XVII. É constituída pelas Sequências Sedimentar, Vulcânica Ácida e Vulcânica Básica a Intermediária. Os litotipos presentes na área de estudo são conglomerados polimíticos, grauvacas líticas, grauvacas, arcóseos, rochas piroclásticas, riolitos, andesitos, actinolita-clorita-xistos e basaltos.

3.1.1.10. Suíte Lajeado

A Suíte Lajeado é composta por dois corpos graníticos e ocorre na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, fazendo contato tectônico com as rochas da Suíte Aliança por meio da Zona de Cisalhamento Porto Nacional, e intrudindo as rochas da Formação Morro do Aquiles e da Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida. Em algumas porções, essas rochas aparecem encobertas pelas rochas dos Grupos Serra Grande e Canindé. Ocorre nas áreas I, V, X e XV.

Sua exposição se dá predominantemente na forma de blocos métricos in situ e na forma de lajedos. Essa unidade é representada pelos hornblenda-biotita sienogranitos que caracterizam o Granito Matança, e pelos granitos peraluminosos que caracterizam o Granito Aroeira.

3.1.1.11. Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida

A Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida ocorre na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, de forma aproximadamente paralela às faixas de rochas do Complexo Porto Nacional. Encontra-se em contato tectônico com as rochas da Formação Morro do Aquiles por meio de uma zona de cisalhamento, em contato abrupto intrusivo respectivo ao Granito Aroeira (Suíte Lajeado) e, em algumas porções, essas rochas aparecem encobertas pelas rochas dos Grupos Serra Grande e Canindé. Ocorre nas áreas V, X, XI, XII e XV. Essa unidade é representada por meta-anortositos e hornblenda gabros das intrusões Carreira Comprida e Morro da Mata, respectivamente.

3.1.1.12. Grupos Serra Grande e Canindé

As rochas sedimentares pertencentes à Bacia do Parnaíba recobrem variadas unidades litológicas e estão presentes nos extremos leste e oeste da área do Projeto. Constituem as porções mais elevadas de serras escarpadas que bordejam a região e alguns perfis podem ser visualizados em cortes de estradas. Afloram a Formação Jaicós (pertencente ao Grupo Serra Grande), estando sobreposta em discordância erosiva sobre as unidades proterozóicas do embasamento, e a Formação Pimenteiras (pertencente ao Grupo Canindé). O contato entre essas duas formações é transicional, dado pela Formação Itaim.

A Formação Jaicós é composta por quartzo-arenitos, arenitos grossos, siltitos, paraconglomerados e ortoconglomerados, predominando os litotipos mais grossos. A Formação Itaim é constituída por intercalações entre níveis de silito com estratos de arenitos finos e médios. Já a Formação Pimenteiras, é formada por siltitos de coloração marrom claro a acinzentada e por arenitos ferruginosos.

3.1.1.13. Diques e Soleiras

Afloram predominantemente na porção leste da área do Projeto (predominantemente nas Subáreas XIII, XIV e XVI). Eles apresentam um padrão característico nos produtos geofísicos de magnetometria. Estão dispostas segundo as direções E-W, NE-SW e SW-NE e são constituídos por gabros e diabásios, correspondendo as Formações Mosquito e Sardinha. Essas soleiras funcionam como trapas e permitiram a formação de um sistema gerador de gás na Bacia do Parnaíba.

3.1.1.14. Depósitos Lateríticos

As crostas lateríticas ocorrem em todas as subáreas do Projeto Monte do Carmo, com variação na sua extensão em cada uma delas. Ocorrem em áreas de relevo aplainado, e também no topo de muitos morros, sempre recobrimdo unidades mais antigas. Foram encontradas, na área do projeto, crostas lateríticas vermiformes e conglomeráticas, ambas com matriz hematítica e presença de caulinita e goethita.

3.1.1.15. Depósitos Aluvionares

Os depósitos aluvionares ocorrem em um pouco mais de 70% das áreas do Projeto Monte do Carmo. São caracterizados como sedimentos inconsolidados associados a drenagens e áreas alagadas, tendo uma fração cascalhenta a arenosa predominante, e sedimentos finos com matéria orgânica.

Os depósitos mais expressivos desse tipo ocorrem associados ao Rio Tocantins, havendo ocorrências menores associadas a drenagens de menor porte. Ocorrem nas áreas I, II, III, IV, VI, VIII, X, XI, XII, XIII, XV, XVI, XVIII e XIX.

3.1.2. Unidades Litoestratigráficas da área VI

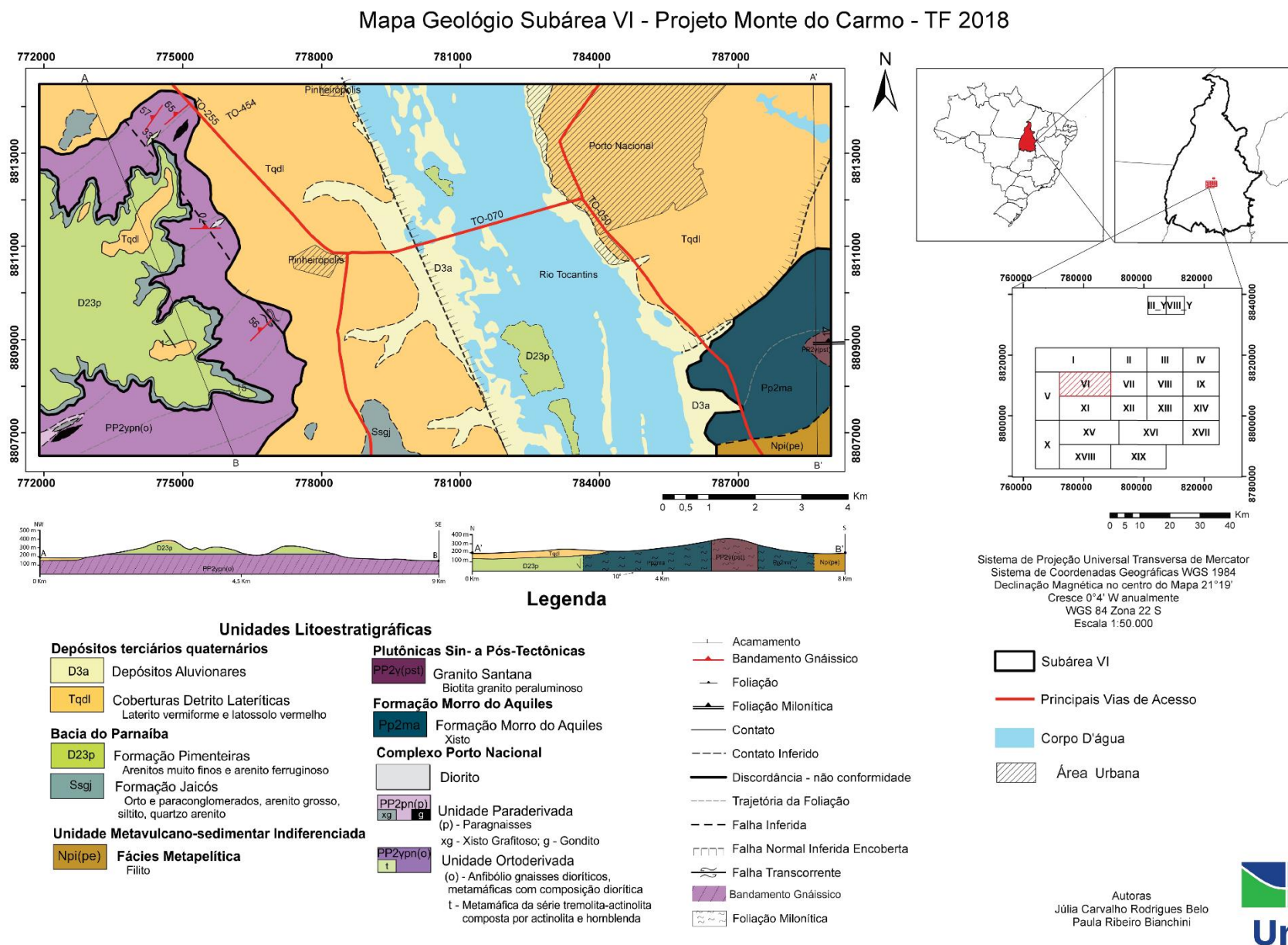
A unidades observadas na Área VI correspondem ao Complexo Porto Nacional, Formação Morro do Aquiles, Grupos Canindé e Serra Grande e as coberturas detrítico-lateríticas (Figura 20).

3.1.2.1. Complexo Porto Nacional

O Complexo Porto Nacional, incluído no Terreno Metamórfico de Alto Grau de Porto Nacional por Gorayeb et al. (2000a, 2000b), pode ser dividido em unidades orto e paraderivadas submetidas a metamorfismo de alto grau (Gorayeb et al., 1996). As rochas ortoderivadas incluem litologias de composição ultramáficas (e.g., tremolititos), máficas (e.g. piroxênio granulitos, hornblenda granulitos, granada granulitos e enderbritos) intermediárias e félsicas. As rochas paraderivadas são representadas por uma sequência de gnaisses aluminosos ricos em granada submetidos a metamorfismo de alto grau, além de gonditos e grafita xistos.

As unidades desse complexo ocorrem ao longo de toda a porção oeste da área VI, representando cerca de 30% do total da sua superfície. Foram observadas rochas ortoderivadas como os gnaisses dioríticos, metadioritos, granitos e tremolititos, e rochas paraderivadas como grafita xistos e gonditos.

Figura 20. Mapa Geológico da área VI e Perfil AB.



3.1.2.1.1. Unidades Ortoderivadas

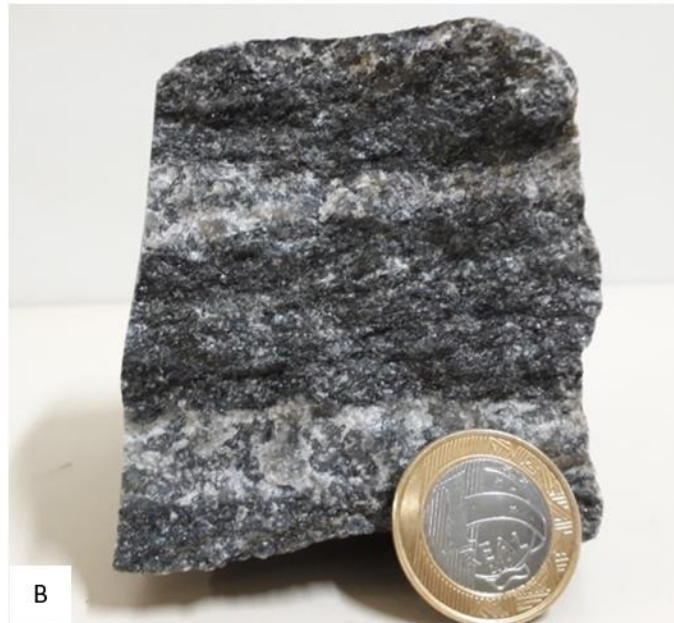
3.1.2.1.1.1. Gnaisses Dioríticos

Os gnaisses dioríticos dessa unidade ocorrem em regiões mais aplainadas em volta das unidades do Grupo Canindé, apresentando resposta avermelhada na gamaespectometria, indicando altos teores de potássio. Foi possível observar uma variação na composição mineralógica das amostras analisadas, o que indica uma variação no grau de metamorfismo ao qual essas rochas foram submetidas. A seguir serão descritas amostras deste litotipo coletadas em diferentes regiões da área VI.

Essas rochas ocorrem em blocos *in situ*, com dimensões métricas e capa de intemperismo escura (Figura 21.A). Macroscopicamente, são rochas predominantemente melanocráticas, granulação média a grossa e, muitas vezes, com bandamentos composicionais centimétricos (Figura 21.B).

Figura 21. Gnaisse diorítico (amostra TF_18_VI_54).

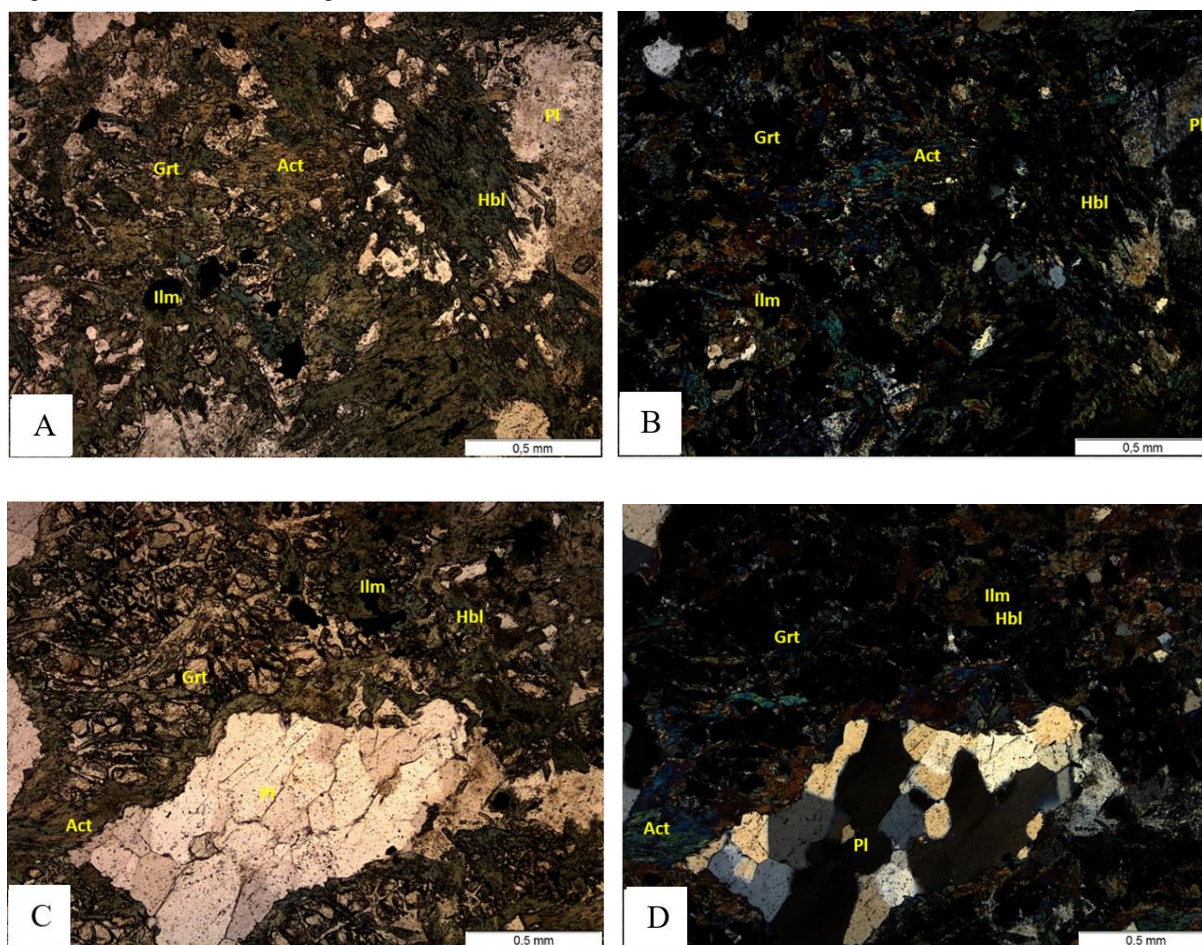




A) Afloramento de blocos parcialmente in situ. B) Amostra macroscópica na qual é possível observar um bandamento composicional.

Em lâmina delgada é possível observar plagioclásio (20-35%), actinolita (15-30%), hornblenda (10 - 17%), biotita ou granada (18%) e quartzo (8-10%), tendo como acessórios ilmenita (5%), microclínio (5%), titanita (4%), epidoto (3%), carbonato (3%), zircão (<1%) e clorita (<1%). O plagioclásio ocorre na forma de cristais anedrais a subedrais com contatos serrilhados, geminação de lei da albita, saussuritização e carbonatação intensas em várias porções das lâminas. A actinolita ocorre na forma de cristais anedrais com as bordas já sendo alterados para hornblenda, que ocorre na forma de ripas (Figuras 22. A e B). O grau de orientação dos cristais de hornblenda e de actinolita é moderado a forte, caracterizando uma textura nematoblástica. A granada ocorre na forma de cristais subhedrais, ou como fragmentos desses cristais. No último caso, os fragmentos aparecem comumente separados por clorita. São observadas coronas compostas por actinolita, hornblenda e fragmentos de granada, envolvendo domínio com plagioclásio (Figuras 22.C e D). A biotita ocorre na forma de ripas que, em conjunto com os cristais de anfibólio, definem uma orientação preferencial moderada a forte que constitui um domínio com foliação nematoblástica. O quartzo ocorre na forma de cristais anedrais a subedrais com extinção ondulante que constituem domínios granoblásticos. A ilmenita ocorre na forma de cristais anedrais dispersos por toda a lâmina que, em alguns casos, apresentam coroas de titanita. O microclínio ocorre na forma de cristais anedrais com geminação em tartan. O epidoto aparece como cristais subhedrais preenchendo fraturas tardias.

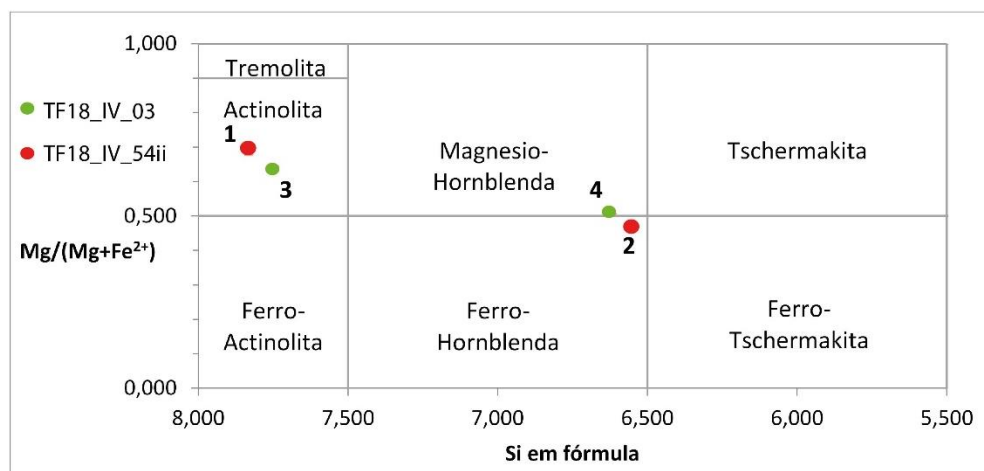
Figura 22. Granada anfibólio gnaiss Diorítico (amostra TF_18_VI_162).



A e B) Fotomicrografias com polarizadores paralelos e cruzados mostrando a formação de hornblenda a partir da actinolita. C e D) Fotomicrografias com polarizadores paralelos e cruzados mostrando coronas compostas por grãos fragmentados de granada e anfibólio englobando domínios com plagioclásio.

As análises de microsonda confirmam a relação de formação de hornblenda a partir da alteração dos cristais de actinolita, como mostrado na Figura 23 (Anexo 1). A paragênese metamórfica actinolita + plagioclásio + hornblenda + quartzo \pm granada \pm biotita indica que a rocha foi submetida a condições de metamorfismo progressivo passando de fácies xisto verde para anfibolito, com protólito de rocha máfica.

Figura 23. Diagrama mostrando o resultado da microsonda nas amostras TF_18_VI_03 e TF_18_VI_54ii.



Os pontos 1 e 2 representam, respectivamente, o centro e a borda de um cristal na amostra TF_18_VI_54ii. Os pontos 3 e 4 representam, respectivamente, o centro e a borda de um cristal na amostra TF_18_VI_03.

3.1.2.1.1.2. *Biotita Augen Gnaisse Granítico*

Esse granito ocorre na porção sudoeste da área VI, em região de relevo ondulado e associado aos gnaisses tonalíticos encontrados na área. Essa rocha foi encontrada em apenas um afloramento e, devido à escala do mapeamento feito, ela não é mostrada no mapa geológico da área VI. Essa rocha ocorre em blocos in situ, com dimensões métricas e capa de intemperismo acinzentada (Figura 24.A). Macroscopicamente, é uma rocha leucocrática de coloração creme e granulação muito grossa, com textura predominantemente granoblástica inequigranular com porfiroclastos de microclínio (Figura 24.B).

Em lâmina delgada é possível observar microclínio (38%), biotita (18%), plagioclásio (16%), quartzo (10%), tendo como acessórios muscovita (7%), ilmenita (6%) e titanita (5%). O microclínio aparece com geminação tartan e ocorre como porfiroclastos e também em domínios granoblásticos com grãos menores e lamelas e pertita. Esses porfiroclastos de microclínio aparecem englobando domínios granoblásticos, o que indica que houve um processo de recrystalização desse mineral. O plagioclásio ocorre na forma de cristais subedrais em dois domínios equigranulares, com variação no tamanho dos grãos e formação da textura augen. O quartzo ocorre na forma de cristais subedrais, tanto em contato planar com cristais de plagioclásio e quartzo, como também sendo englobado por cristais de microclínio (Figura 25.A e B). A biotita ocorre na forma de ripas e define uma orientação preferencial moderada a forte

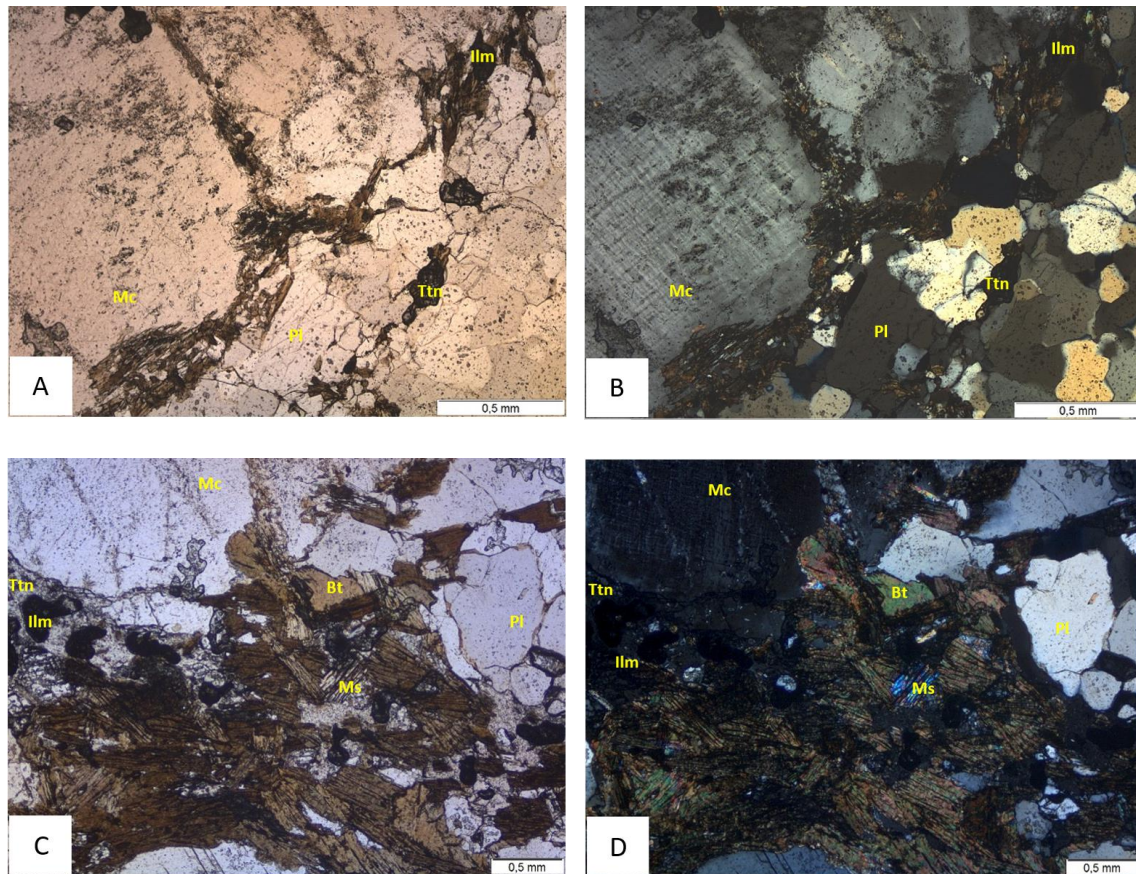
que constitui um domínio lepidoblástico. A muscovita ocorre na forma de ripas e aparece associada a biotita, porém sem seguir sua orientação principal, e também em meio aos domínios granoblásticos de quartzo, plagioclásio e microclínio. A ilmenita ocorre na forma de cristais anedrais a subedrais, restrita aos domínios compostos por biotita e apresentando coroas de titanita (Figura 25.C e D).

Figura 24. Biotita Augen Gnaiss Granítico (amostra TF_18_VI_46).



A) Afloramento in situ. B) Amostra macroscópica na qual é possível observar a granulação grossa.

Figura 25. Biotita Augen Gnaiss Granítico (TF_18_VI_46).



A e B) Fotomicrografias com polarizadores paralelos e cruzados mostrando o porfiroclasto de microclínio e os domínios granoblásticos de microclínio e plagioclásio. C e D) Fotomicrografias com polarizadores paralelos e cruzados mostrando a biotita formando domínios lepidoblásticos, a muscovita associada à biotita, e os cristais de ilmenita com coroa de titanita.

A paragênese metamórfica microclínio + plagioclásio + biotita + quartzo indica que a rocha foi submetida a condições de metamorfismo na transição entre as fácies xisto verde e anfibolito, com um granito como protólito.

3.1.2.1.1.3. *Metadiorito*

Essas rochas ocorrem na porção sudoeste da área VI, próximo da divisa com a área XI, em relevo plano. Essas rochas apresentam resposta avermelhada na gamaespectrometria, indicando altos teores de potássio. Ocorrem em blocos in situ com dimensões métricas e capa de intemperismo marrom (Figura 26.A). Macroscopicamente, são rochas melanocráticas de coloração esverdeada e granulação média a grossa (Figura 26. B).

Figura 26. Metadiorito (amostra TF_18_VI_164).

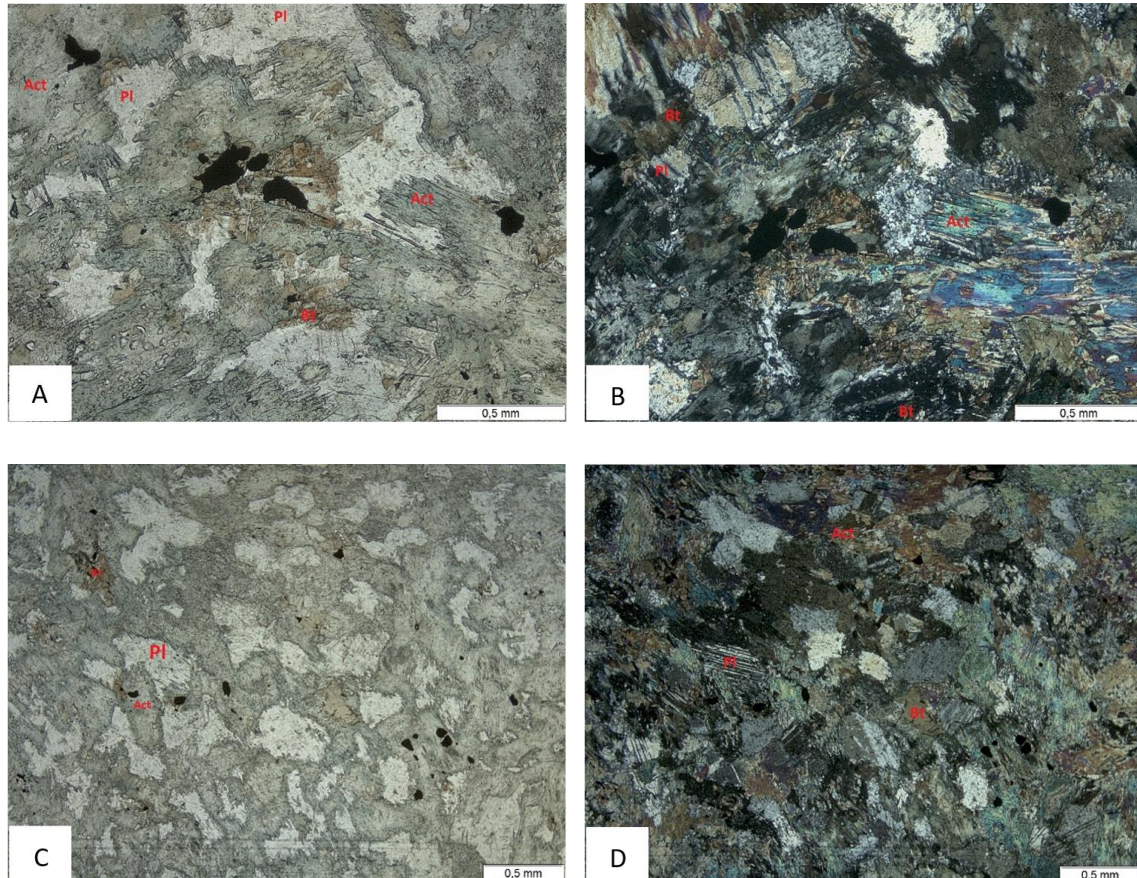


A) Afloramento de blocos in situ. B) Amostra macroscópica.

Em lâmina delgada é possível observar actinolita (35%), plagioclásio (30%), hornblenda (14%), biotita (13%) e quartzo (5%), tendo como acessórios óxidos (2%) e clorita (1%). A actinolita ocorre na forma de cristais anedrais com as bordas já sendo alterados para hornblenda, que ocorre na forma de ripas (Figura 27.A e B). O plagioclásio ocorre na forma de cristais subedrais a anedrais com geminação de lei da albita e aspecto sujo devido a intensa saussuritização, tendo teor de anortita correspondente a andesina (Figura 27.C e D). Nos domínios formados por esses minerais, ainda é possível observar a trama da textura ígnea da

rocha ainda preservada. A biotita ocorre na forma de cristais anedrais, associada à actinolita e à hornblenda. Os óxidos ocorrem na forma de cristais anedrais associados aos minerais máficos, e a clorita tem sua formação a partir da alteração dos minerais máficos.

Figura 27. Metadiorito (amostra TF_18_VI_164).



A e B) Fotomicrografias com polarizadores paralelos e cruzados mostrando os domínios com actinolita, biotita e óxidos. C e D) Fotomicrografias com polarizadores paralelos e cruzados mostrando a geminação lei da albita dos plagioclásios e a trama de textura ígnea reliquiar.

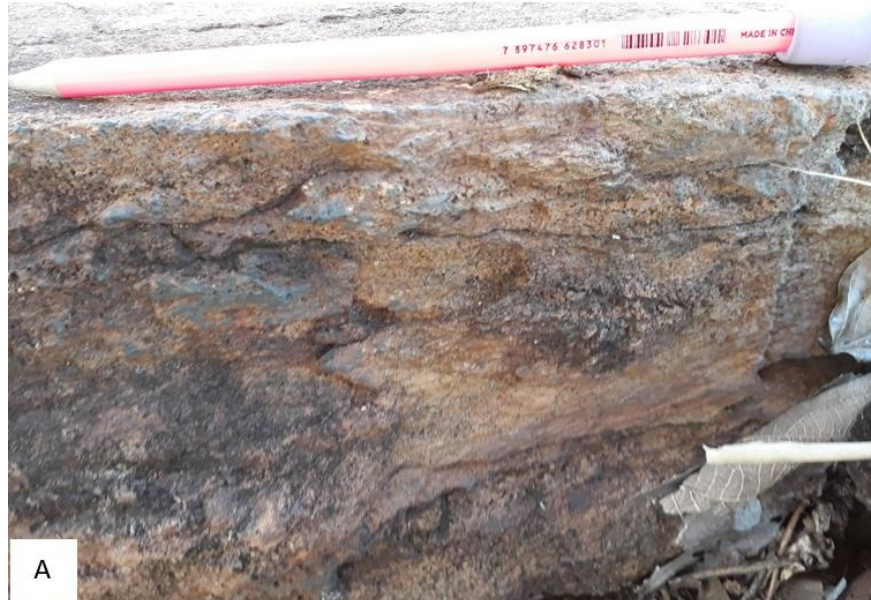
Como no caso dos gnaisses dioríticos, as análises de microsonda confirmam a formação de hornblenda a partir da alteração dos cristais de actinolita (Anexo 1). A paragênese metamórfica actinolita + hornblenda + plagioclásio + biotita indica que a rocha foi submetida a condições de metamorfismo progressivo passando de fácies xisto verde para anfibolito, com protólito de rocha máfica.

3.1.2.1.1.4. *Metabásica*

Essas rochas ocorrem na porção noroeste da área VI, na base de um morro e em meio a rochas sedimentares. Ocorrem em blocos in situ com dimensões métricas formando uma

camada (Figura 28.A). Macroscopicamente, são esverdeadas, de granulação média a fina com xistosidade discreta (Figura 28.B).

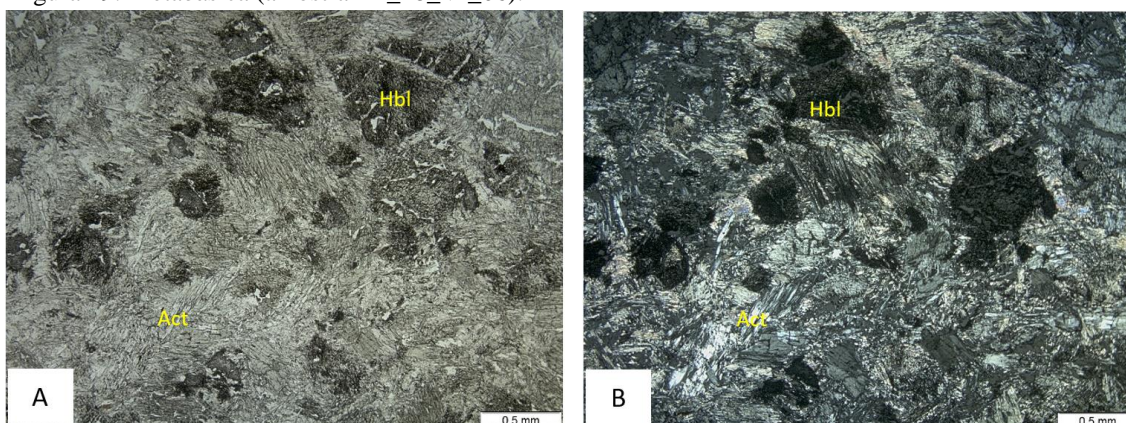
Figura 28. Metabásica (TF_18_VI_06).



A) Afloramento in situ. B) Amostra macroscópica na qual é possível observar a xistosidade da rocha.

Em lâmina delgada é possível observar actinolita (70%) e hornblenda (30%). A actinolita ocorre na forma de cristais aciculares, e a hornblenda ocorre na forma de cristais subedrais. A orientação preferencial desses minerais constitui uma textura nematoblástica, que gera a xistosidade presente na rocha (Figura 29.A e B).

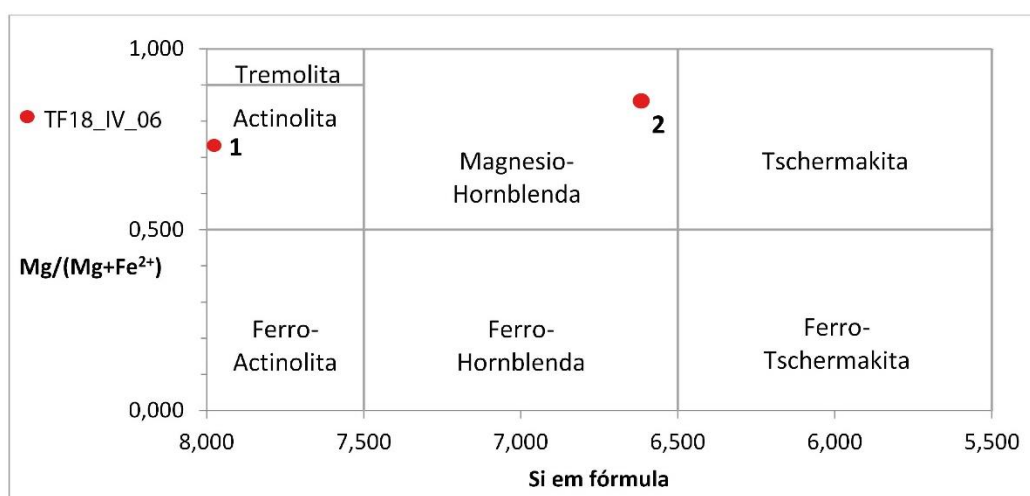
Figura 29. Metabásica (amostra TF_18_VI_06).



A e B) Fotomicrografias com polarizadores paralelos e cruzados mostrando a textura nematoblástica composta pela orientação preferencial dos cristais de actinolita e hornblenda.

A paragénese metamórfica actinolita + hornblenda e análises de microsonda (Anexo 1), como mostrado na Figura 30, indicam que a rocha foi submetida a condições de metamorfismo em fácies xisto verde, com protólito de rocha básica.

Figura 30. Diagrama mostrando o resultado da microsonda nas amostra TF_18_VI_06.



Os pontos 1 e 2 indicam análises feitas em diferentes cristais presentes na amostra.

3.1.2.1.1.5. Diorito

Essa rocha ocorre na porção centro oeste da área VI, em região de relevo plano intrudindo os gnaisses dioríticos encontrados na área. Essa rocha ocorre em blocos in situ, com dimensões métricas e capa de intemperismo amarronzada (Figura 31.A). Macroscopicamente,

é uma rocha melanocrática de coloração acinzentada e granulação muito fina. É constituída principalmente por plagioclásio, anfibólio e biotita (Figura 31.B).

Figura 31. Diorito (amostra TF_18_VI_56).



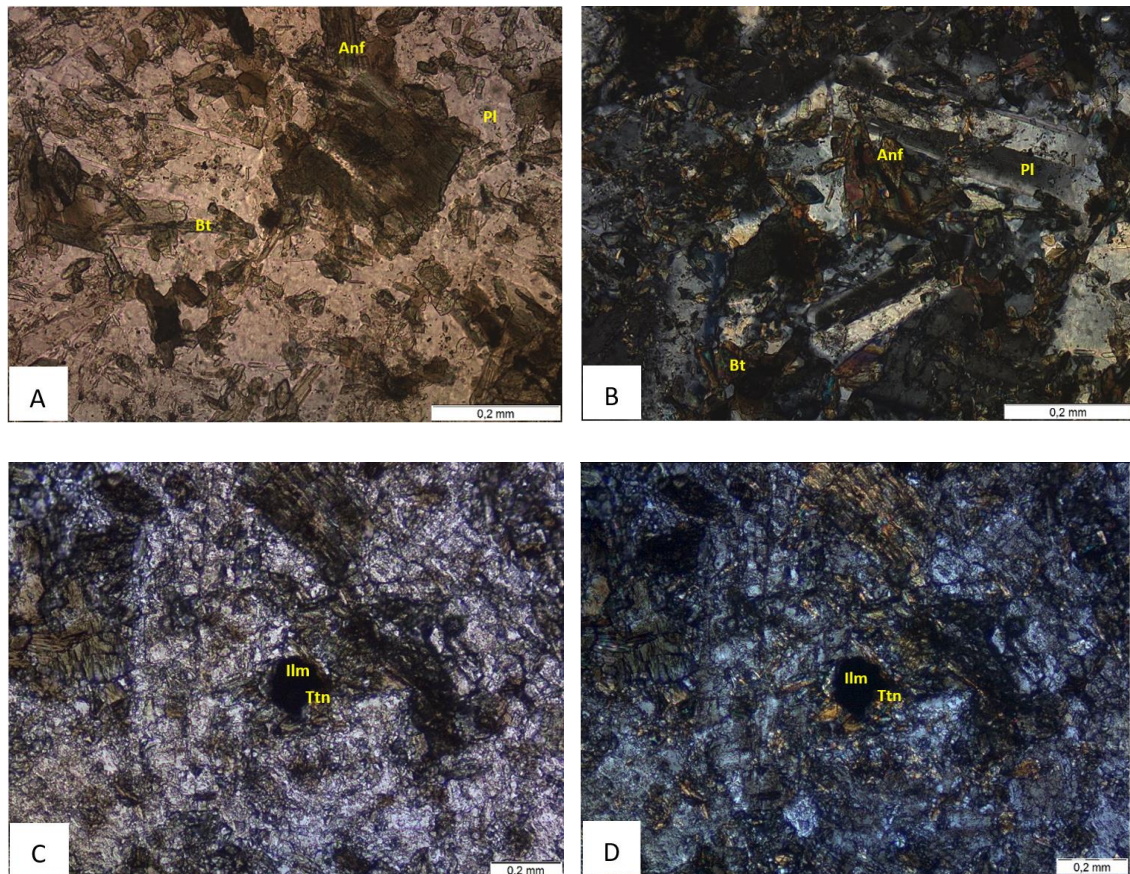
A) Afloramento de blocos insitu. B) Amostra macroscópica na qual é possível observar a textura afanítica da rocha.

Em lâmina delgada é possível observar plagioclásio (45%), anfibólio (28%), biotita (10%), tendo como acessórios titanita (7%), ilmenita (5%), quartzo (3%) e carbonato (2%). O plagioclásio ocorre na forma de cristais subedrais com zoneamento composicional, e de tábuas, que representam a textura cumulática da rocha ígnea original. Foram identificados também grãos de ortoclásio, além de alterações tardias como saussuritização e carbonatação dos grãos de plagioclásio (Figura 32. A e B). O anfibólio ocorre na forma de ripas e sobrepostas, sendo

interpretado como actinolita. A biotita ocorre na forma de ripas e associada com os anfibólios. A ilmenita ocorre na forma de cristais anedrais a subedrais com algumas coroas de titanita (Figura 32. C e D).

A paragênese metamórfica plagioclásio + anfibólio + biotita indica que a rocha foi submetida a condições de metamorfismo em fácies xisto verde, com protólito de rocha máfica.

Figura 32. Diorito (amostra TF_18_VI_56).



A e B) Fotomicrografias com polarizadores paralelos e cruzados mostrando as tábuas de plagioclásio. C e D) Fotomicrografias com polarizadores paralelos e cruzados mostrando um cristal de ilmenita com coroa de titanita.

3.1.2.1.2. Unidades Paraderivadas

3.1.2.1.2.1. Xisto Grafítico

Na área VI, os grafita xistos dessa unidade ocorrem em regiões mais aplainadas no sudoeste da área. Foram observados em detalhe a partir de trincheiras com aproximadamente 10m de comprimento e 2,5m de altura (Figura 33. A). Macroscopicamente, são rochas de

coloração cinza, com foliação evidente e xistosidade. São constituídas principalmente por grafita, quartzo, granada e plagioclásio (Figura 33.B).

A mineralogia obtida por difratometria de raios x na amostra TF_18_VI_49 (Anexo 2), indica a presença de quartzo, caulinita, hematita e montmorillonita na amostra.

Figura 33. Grafita Xisto (TF_18_VI_163).



A) Trincheira na qual a rocha aflora. B) Amostra macroscópica da rocha.

3.1.2.1.2.2. *Gondito*

Na área VI, os gonditos dessa unidade ocorrem em regiões mais aplainadas no noroeste da área e também no sudoeste, no limite com a área XI, aparecendo associados aos gnaisses dioríticos dessa mesma unidade. Essas rochas ocorrem em blocos in situ, com dimensões métricas e, em alguns blocos, com presença de fraturas (Figura 34.A). Macroscopicamente, são rochas de coloração preta com grãos brilhantes e granulação média a fina (Figura 34.B).

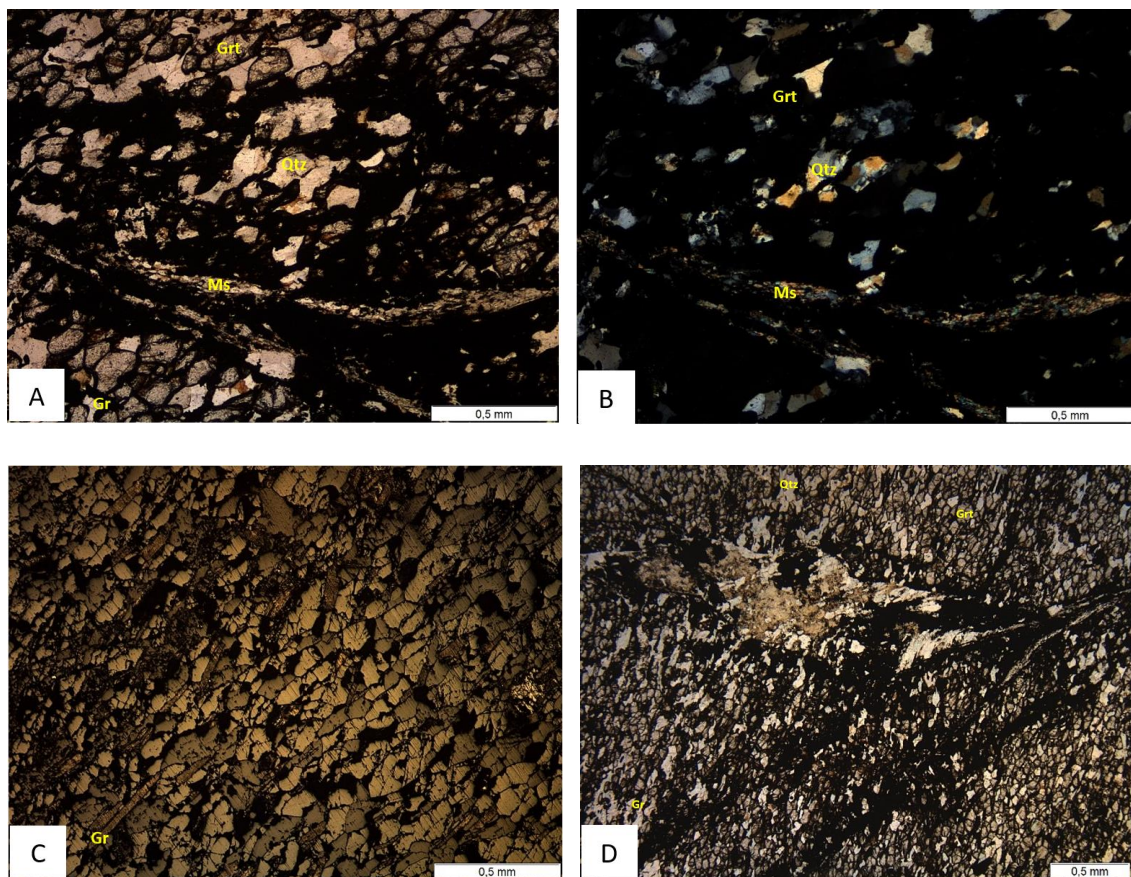
Figura 34. Gondito.



A) Afloramento de bloco in situ (TF_18_VI_34). B) Amostra macroscópica (amostra TF_18_VI_167).

Em lâmina delgada é possível observar granada (45%), quartzo (35%), grafita (15%), tendo como acessório a muscovita (5%). A granada e o quartzo ocorrem na forma de cristais subedrais e constituem um domínio granoblástico que é predominante na amostra (Figura 35.A e B). A grafita ocorre na forma de ripas vermiformes de baixa cristalinidade (Figura 35.C). Foi possível observar na lâmina uma fratura rúptil com padrão em flor, sendo ela preenchida em algumas porções por pequenas ripas de muscovita. Esse mineral apresenta uma direção preferencial bem marcada, constituindo um domínio lepidoblástico (Figura 35. D).

Figura 35. Gondito (amostra TF_18_VI_167).



A e B) Fotomicrografias com polarizadores paralelos e cruzados mostrando a granada e o quartzo em domínio granoblástico, e a muscovita preenchendo a fratura. C) Fotomicrografia com luz polarizada mostrando os cristais de grafita. D) Fotomicrografia com polarizadores paralelos mostrando a fratura rúptil com padrão em flor.

Análises feitas na microsonda de cinco grãos distintos mostraram que a granada presente na rocha é a espessartita, uma granada rica em manganês (Anexo 1).

3.1.2.2. Formação Morro do Aquiles

Essa Formação foi descrita por Gorayeb *et al.*, (1996) como uma unidade do Terreno Metamórfico de Alto Grau de Porto Nacional, análoga ao complexo granulítico, mas com metamorfismo em fácies anfibolito alto, e compreende metapelitos, semipelitos e metarcósios, além de contribuições vulcânicas e químicas. No presente trabalho, é considerada uma sequência metavulcanossedimentar com diversos tipos de xisto de grau metamórfico entre fácies xisto verde a anfibolito baixo.

As unidades desse complexo ocorrem pontualmente na porção leste da área VI, na divisa com a área VII, representando cerca de 5% do total da área.

3.1.2.2.1. *Quartzo Mica Xisto*

Essas rochas ocorrem na porção leste da área VI, na divisa com a área VII, em região de relevo movimentado e sendo intrudidas pelo Granito Santana. Ocorrem na forma de lajedos métricos (Figura 36A). Macroscopicamente, são rochas de coloração rosada, granulação fina e com xistosidade evidente (Figura 36.B).

Figura 36. Quartzo mica xisto (amostra TF_18_VI_142).





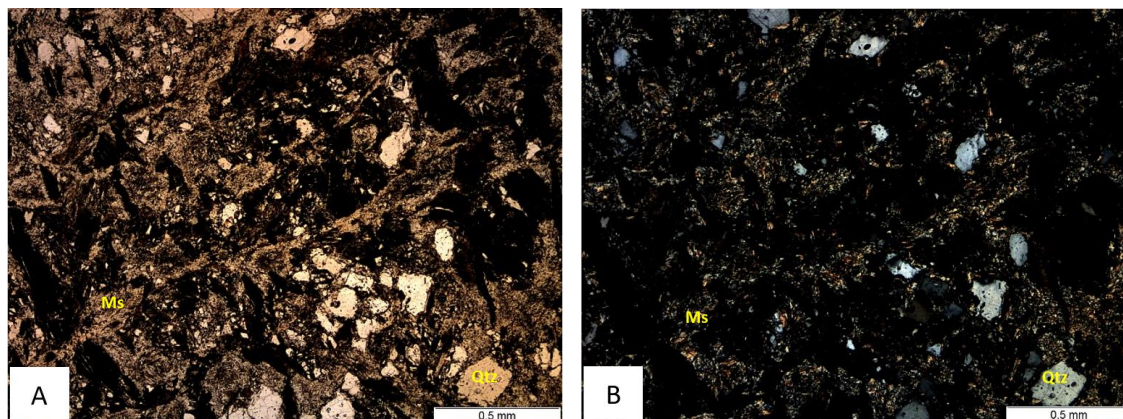
A) Afloramento na forma de lajedo. B) Amostra macroscópica da rocha.

Em lâmina delgada é possível observar muscovita (60%) e quartzo (40%). O quartzo aparece como cristais subedrais constituindo um domínio granoblástico. A muscovita aparece como ripas vermiformes (Figura 37.A e B).

A paragênese metamórfica muscovita + quartzo indica que a rocha foi submetida a condições de metamorfismo em fácies xisto verde, tendo uma rocha pelítica como protólito.

Foi feita a difratometria de raios x na amostra TF_18_VI_156 (Anexo 2), indicando a presença de quartzo, muscovita, albita e caulinita na amostra.

Figura 37. Quartzo Mica Xisto (TF_18_VI_142).



A e B) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado mostrando os domínios granoblásticos constituídos pelos grãos de quartzo, e os domínios lepidoblásticos constituído pelas muscovitas orientadas.

3.1.2.3. Granito Santana

As rochas dessa unidade são biotita granitos milonitizados que aparecem intrudindo as rochas da Formação Morro do Aquiles, e receberam esse nome por terem sua principal ocorrência na Fazenda Santana. Essas rochas ocorrem na porção oeste da área VI, na divisa com a área VII, em uma região de relevo mais forte. Essas rochas apresentam resposta amarelo alaranjada na gamaespectrometria, indicando valores moderados de potássio e tório.

Ocorrem em blocos in situ com dimensões métricas e capa de intemperismo escura (Figura 38.A). Macroscopicamente, são rochas leucocráticas de coloração creme, granulação grossa e apresentam deformação discreta e variável (Figura 38.B).

Figura 38. Granito Santana (amostra TF_18_VI_148).

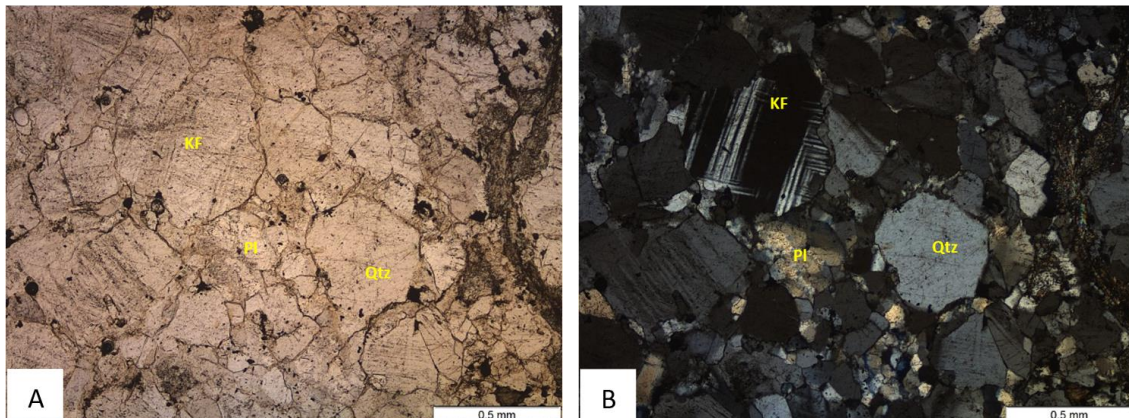


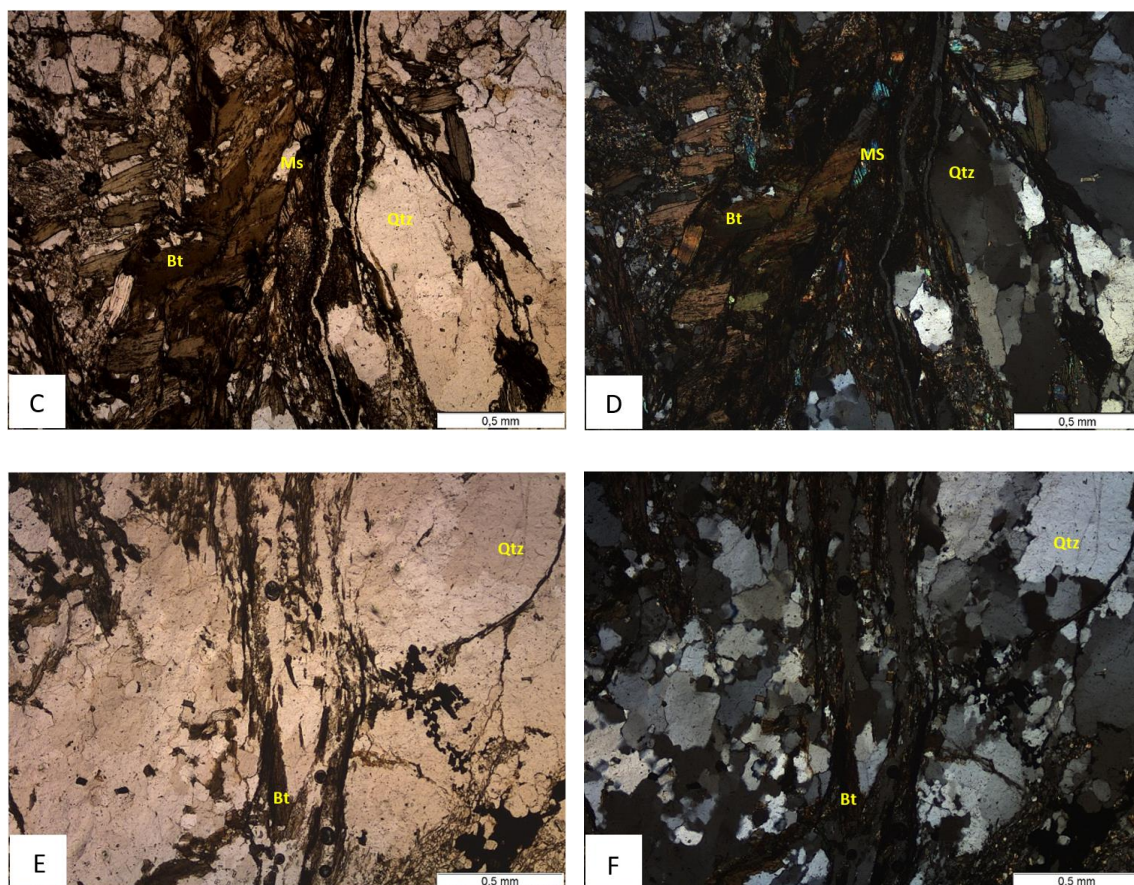
A) Afloramento de blocos in situ. B) Amostra macroscópica da rocha.

Em lâmina delgada é possível observar quartzo (30%), plagioclásio (25%), K-Feldspato (20%), biotita (15%), tendo como acessórios óxidos (6%) e muscovita (4%). O quartzo ocorre na forma de cristais anedrais com extinção ondulante. O plagioclásio ocorre na forma de cristais anedrais a subedrais bastante saussuritizados. O K-feldspato ocorre na forma de cristais anedrais e geminação em tartan e compõem um domínio granoblástico junto com o plagioclásio e o quartzo (Figura 39. A e B). A biotita ocorre na forma de ripas de coloração marrom com orientação preferencial moderada a forte e, juntamente com a muscovita, formam uma textura lepidoblástica (Figura 39.C e D). A muscovita ocorre na forma de ripas e aparece em associação com a biotita, e também em meio ao domínio granoblástico presente na lâmina (Figura 39.C e D). Os óxidos ocorrem na forma de cristais anedrais e associados à biotita.

A paragênese metamórfica plagioclásio + quartzo + K-feldspato + biotita indica que a rocha foi submetida a condições de metamorfismo na transição entre as fácies xisto verde e anfibolito, com um granito como protólito. Por apresentar estruturas como a SC observada com os cristais de biotita contornando os domínios granoblásticos (Figura 39. E e F), pode-se dizer que essa rocha passou por processos deformacionais de milonitização.

Figura 39. Granito Santana (amostra TF_18_VI_148).





A e B) Fotomicrografias com polarizadores paralelos e cruzados mostrando os domínios granoblásticos compostos por quartzo, plagioclásio e K-feldspato. C e D) Fotomicrografias com polarizadores paralelos e cruzados mostrando os domínios lepidoblásticos formados pelos cristais de biotita e muscovita orientados. E e F) Fotomicrografias com polarizadores paralelos e cruzados mostrando a estrutura SC presente na amostra.

3.1.2.4. Bacia do Parnaíba

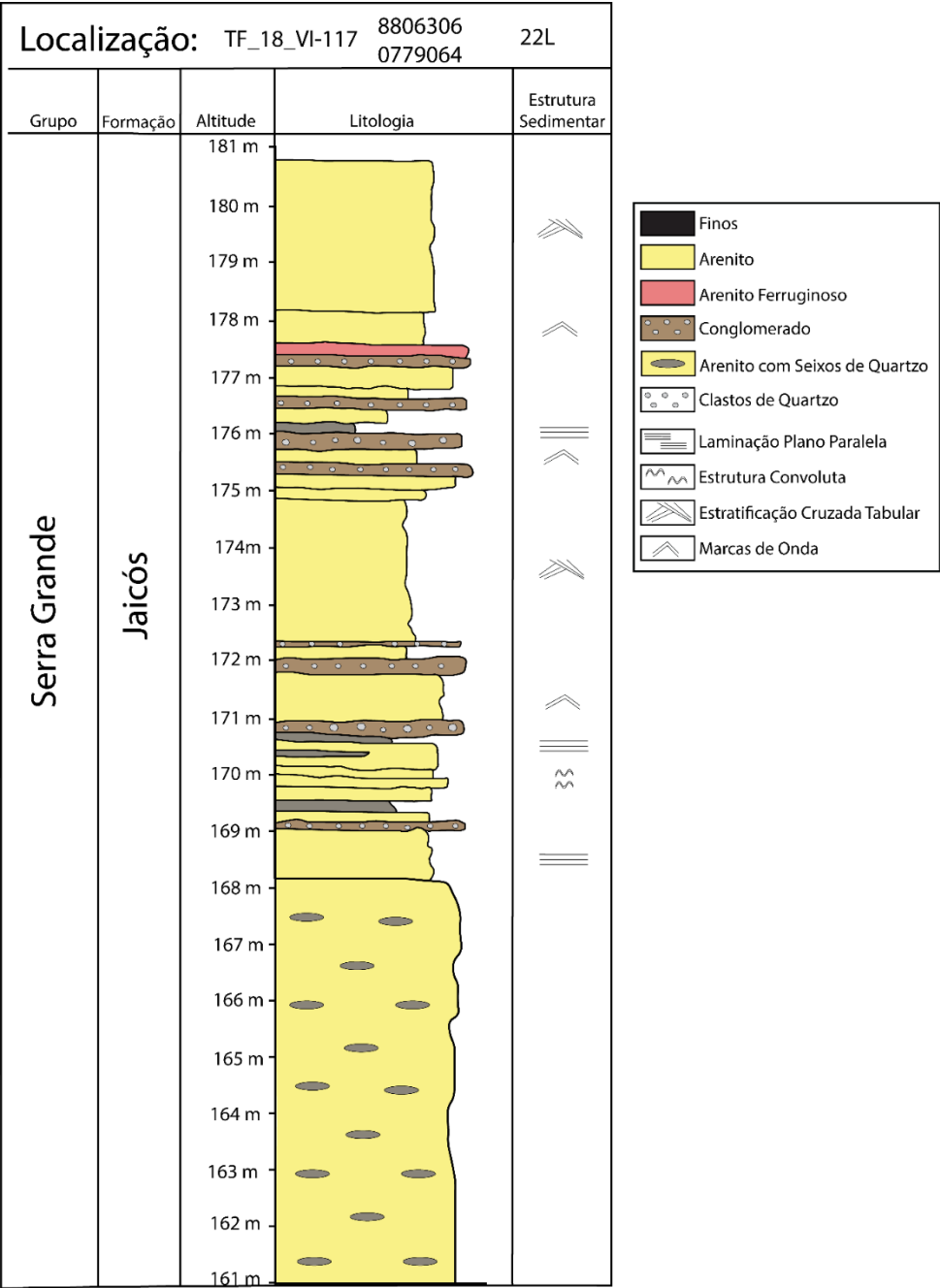
Na área VI, as rochas da Bacia do Parnaíba ocorrem com os Grupos Serra Grande e Canindé. As rochas desses grupos ocorrem em camadas sub-horizontais em regiões de relevo ondulado, e em não conformidade com unidades mais antigas, representando cerca de 25% do total da área VI. Essas rochas apresentam resposta azulada na gamaespectometria, indicando altos teores de urânio, o que possivelmente está relacionado com a presença de pelitos ricos em matéria orgânica que são encontrados na Formação Pimenteiras.

3.1.2.4.1. *Grupo Serra Grande*

As rochas desse grupo são correspondentes à Formação Jaicós, e foram observadas em morrotes e em cortes de estrada na porção sul, na divisa com a área XI. Foram observadas

intercalações centimétricas de pacotes com diferentes granulometrias e estruturas, como mostrado na coluna estratigráfica da Figura 40.

Figura 40. Coluna Estratigráfica da Formação Jaicós levantada em corte de estrada às margens da TO-070.



Os morrotes no sul da área são compostos, na base, por arenito médio a grosso com uma cobertura cerca de 2 metros de um nível conglomerático oligomítico, clasto suportado e ortoconglomerático. Os seixos presentes são de diferentes tipos de quartzito (leitosos e transparentes), com tamanho de até 3 cm e com tendência a serem oblatos (Figura 41.A e B).

Figura 41. Morrotes de seixos da Formação Jaicós (TF_18_VI_118).

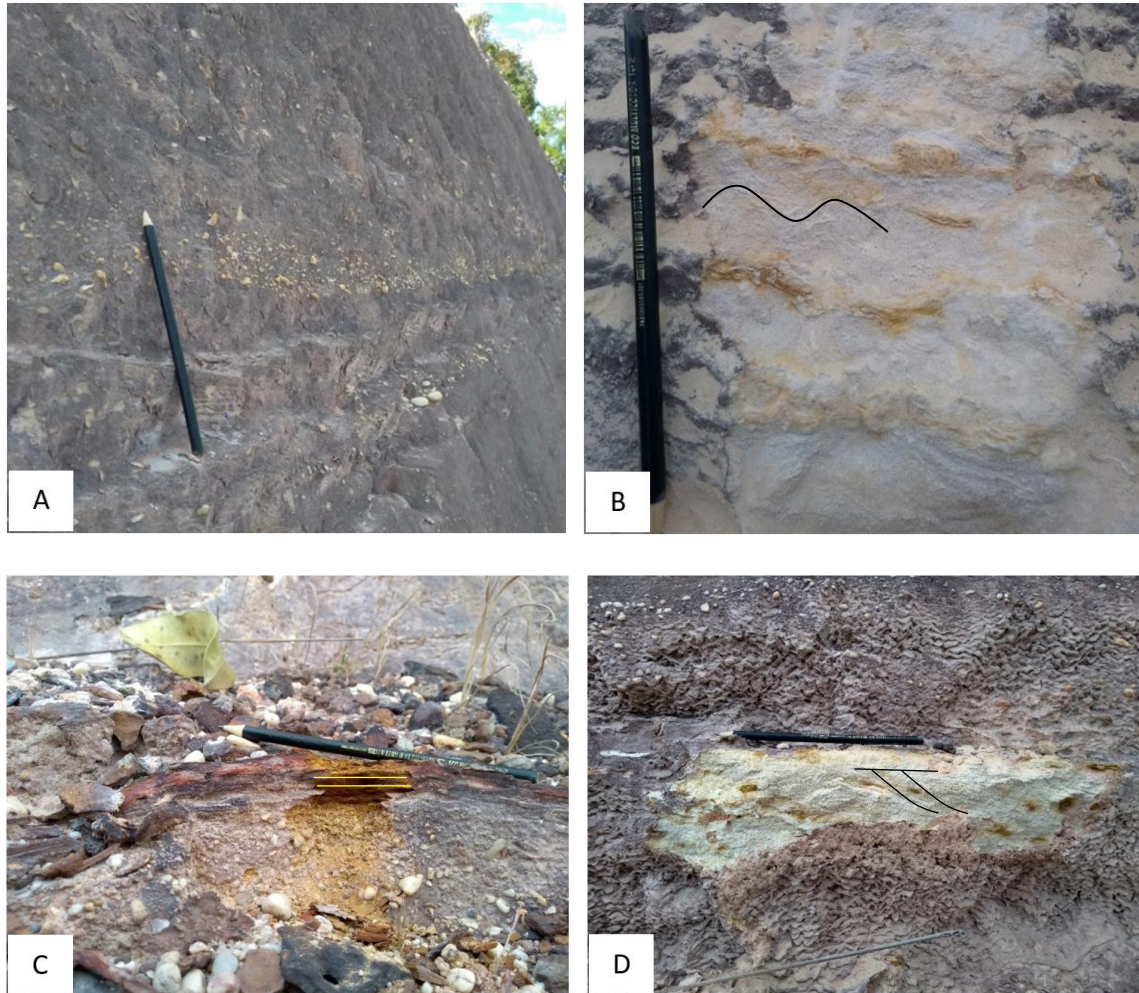


A e B) Afloramentos em cascalheira abandonada as margens da TO-070.

Nos cortes de estrada foram observados, da base para o topo, níveis de areia média a fina esbranquiçada com marcas de onda, níveis conglomeráticos matriz suportados com matriz de areia média a grossa e clastos subarredondados de quartzito de até 2 cm, níveis siltsos de

coloração alaranjada com laminação plano paralela e níveis com areia média a grossa de coloração branco amarelada e estratificação cruzada acanalada (Figura 42).

Figura 42. Formação Jaicós (TF_18_VI_119).



A) Corte de estrada às margens da TO-070, expondo as rochas dessa formação, com níveis conglomeráticos em meio ao arenito. B) Pacote de areia média a fina de coloração esbranquiçada na base, com marcas de onda. C) Nível siltoso alaranjado com laminação plano paralela. D) Nível de areia média a grossa de coloração branco amarelada com estratificação cruzada acanalada.

3.1.2.4.2. *Grupo Canindé*

Na área VI foram observadas feições gradacionais de transição do Grupo Serra Grande (Formação Jaicós) para o Grupo Canindé (Formação Pimenteira), tendo esse último sido observado apenas nas porções superiores dos principais morros da porção oeste da área (Figura 43). Foram observadas também em algumas das pequenas ilhas que ocorrem no meio do Rio Tocantins. Como não foi possível verificar todas as barras, as informações obtidas não foram

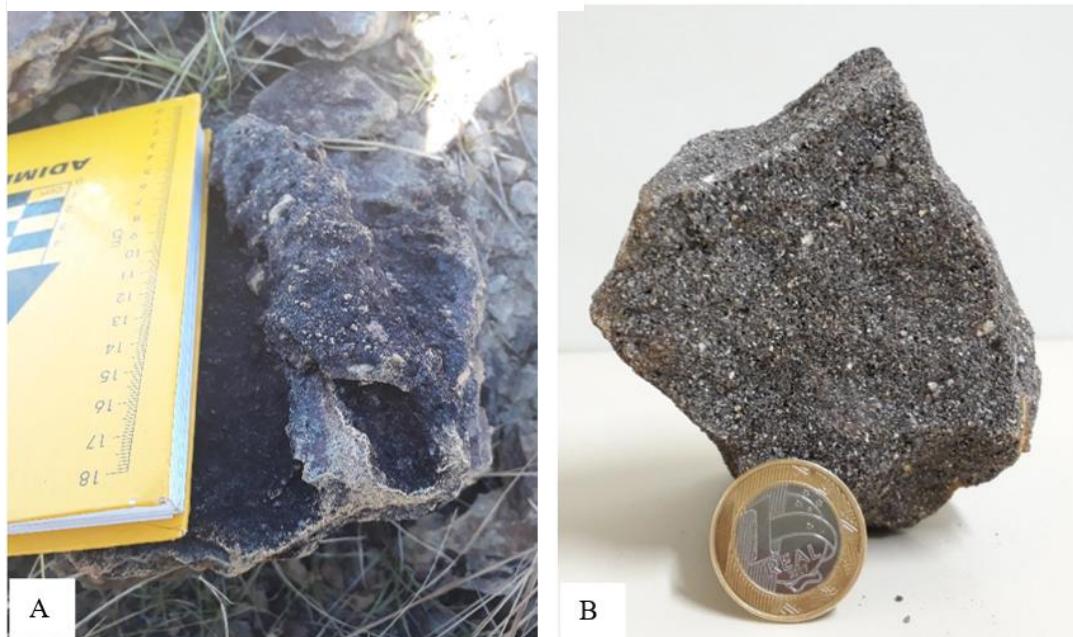
compatíveis com a escala de mapeamento de 1:50.000 proposta, dessa forma essas barras não foram representadas no mapa geológico.

Figura 43. Morros da porção oeste da área VI que são formados por rochas da Formação Pimenteiras.



Na porção basal dos morros, e também em diversos pontos das regiões mais planas que ocorrem em volta deles, foram encontrados blocos *in situ* de arenito ferruginoso com dimensões métricas e capa de intemperismo marrom. Macroscopicamente, são rochas de coloração marrom avermelhada, com granulometria de fina (matriz) e muito grossa (arcabouço), e presença de bioturbações centimétricas (Figura 44.A). A matriz apresenta granulometria fina e é constituída principalmente por areia fina com cimento ferruginoso de coloração arroxeada. O arcabouço apresenta granulometria média a muito grossa, constituído principalmente por clastos angulosos e mal selecionados (Figura 44. B).

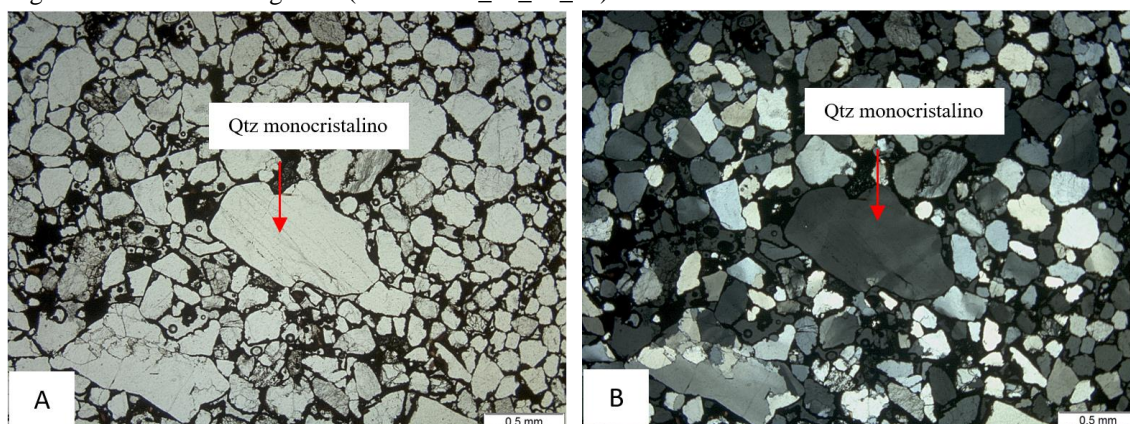
Figura 44. Arenito Ferruginoso.



A) Amostra macroscópica com bioturbação (amostra TF_18_VI_08). B) Amostra macroscópica da rocha (amostra TF_18_VI_05).

Em lâmina delgada é possível observar que seu arcabouço equivalente a aproximadamente 80% da amostra e é composto por quartzo (90%), plagioclásio (3%) e óxidos (7%). Sua matriz corresponde a aproximadamente 20% da amostra e é composta por grãos finos de quartzo e material ferruginoso (Figura 45.A e B). A rocha é submatura quanto a sua textura e matura quanto à sua composição.

Figura 45. Arenito Ferruginoso (amostra TF_18_VI_05).



A e B) Fotomicrografias com polarizadores paralelos e cruzados mostrando a trama geral da rocha.

Nas porções mais superiores dos morros, foram observados siltitos em camadas centimétricas a métricas, formando lajedos, intercalados com camadas centimétricas de arenito ferruginoso e de areia média a fina de coloração esbranquiçada (Figura 46.A e B). São rochas de coloração marrom avermelhada, granulometria silte, laminação plano paralela e capa de alteração amarelada (Figura 46.C).

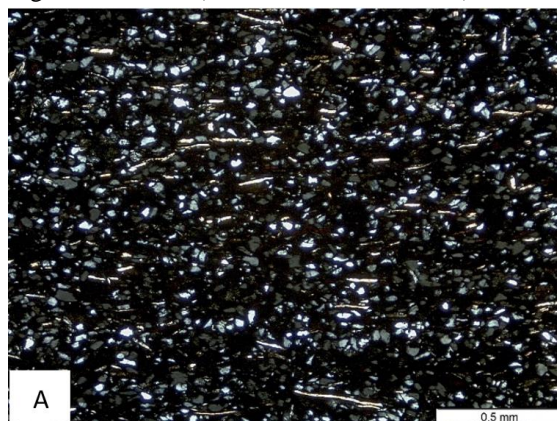
Figura 46. Siltito.



A) Afloramento in situ (TF_18_VI_26). B) Afloramento in situ onde é possível observar a intercalação entre camadas centimétricas de siltito com camadas centimétricas de arenito ferruginoso (TF_18_VI_100). C) Amostra macroscópica (amostra TF_18_VI_106).

Em lâmina delgada essas rochas têm seu arcabouço equivalente a aproximadamente 55% e composto por quartzo (75%), muscovita (15%) e plagioclásio (10%). Sua matriz corresponde a aproximadamente 45% da amostra e é composta por grãos finos de quartzo e material ferruginoso. Os grãos de quartzo são monocristalinos e a muscovita ocorre na forma de cristais orientados em uma direção preferencial (Figura 47). Os grãos ocorrem dispersos indicando a ocorrência de fraca compactação mecânica.

Figura 47. Siltito (amostra TF_18_VI_106).



Fotomicrografia com polarizadores paralelos mostrando a trama geral da rocha.

3.1.2.5. Depósitos Terciário e Quaternários

As coberturas detrítico lateríticas da área VI são representadas pelas crostas lateríticas e pelos aluviões. Ocorrem em regiões planas predominantemente no centro da área e apresentam resposta esverdeada na gamaespectometria, indicando altos teores de tório. Representam cerca de 40% do total da área.

3.1.2.5.1. *Crostas Lateríticas*

Essas rochas ocorrem acima de unidades mais antigas e têm sua formação relacionada com a alteração supergênica ou intemperismo dessas unidades. Na área VI, ocorrem em regiões aplainadas e mais baixas no centro na área, e também na parte mais alta dos morros da porção oeste da área. Ocorrem na forma de lajedo e de blocos in situ (Figura 48.A e B).

Figura 48. Crosta Laterítica Vermiforme.



A) Afloramento in situ na forma de lajedo (TF_18_VI_64). B) Afloramento de blocos in situ (TF_18_VI_69).

Apresentam coloração vermelho alaranjada, com capa de intemperismo vermelha escura e textura vermiforme. São constituídas principalmente por hematita (45%), caulinita (30%), goethita (15%) e quartzo (10%). Apresentam clastos de arenito ferruginoso proveniente da bacia e material areno argiloso marrom preenchendo o espaço entre os clastos, dando origem a textura vermiforme presente, além de filmes de goethita pouco a moderadamente desenvolvidos (Figura 49. A e B).

Figura 49. Crosta Laterítica.



A) Amostra macroscópica (amostra TF_18_VI_102). B) Amostra macroscópica em campo (amostra TF_18_VI_75).

3.1.2.5.2. Aluvião

Na área VI essa unidade ocorre às margens do Rio Tocantins e nas drenagens que desembocam no Rio. São planícies de inundação que apresentam quantidades variáveis de areia, silte e argila. Na margem oeste do Rio, são compostas por lama argilosa escura, com pouca areia, muito rica em matéria orgânica e com presença de vegetação rasteira (Figura 50.A). Na margem leste do Rio, são compostas por um solo mais arenoso e de coloração marrom clara, com presença de cascalho e menos encharcados do que na margem oeste (Figura 50.B).

Figura 50. Aluviões.





A) Planície de inundação lamosa na margem oeste do Rio Tocantins (TF_18_VI_77). B) Solo arenoso e cascalhento na margem leste do Rio Tocantins (TF_18_VI_79).

3.2. ANÁLISE MULTIESPECTRAL DO RIO TOCANTINS

A construção da usina Hidrelétrica Luís Eduardo Magalhães, localizada entre os municípios de Miracema do Tocantins e Lajeado, levou a um aumento considerável na área do Rio Tocantins, desde o início do seu funcionamento em outubro de 2001. O lago da usina abrange os municípios de Miracema do Tocantins, Lajeado, Palmas, Porto Nacional, Brejinho de Nazaré e Ipueiras.

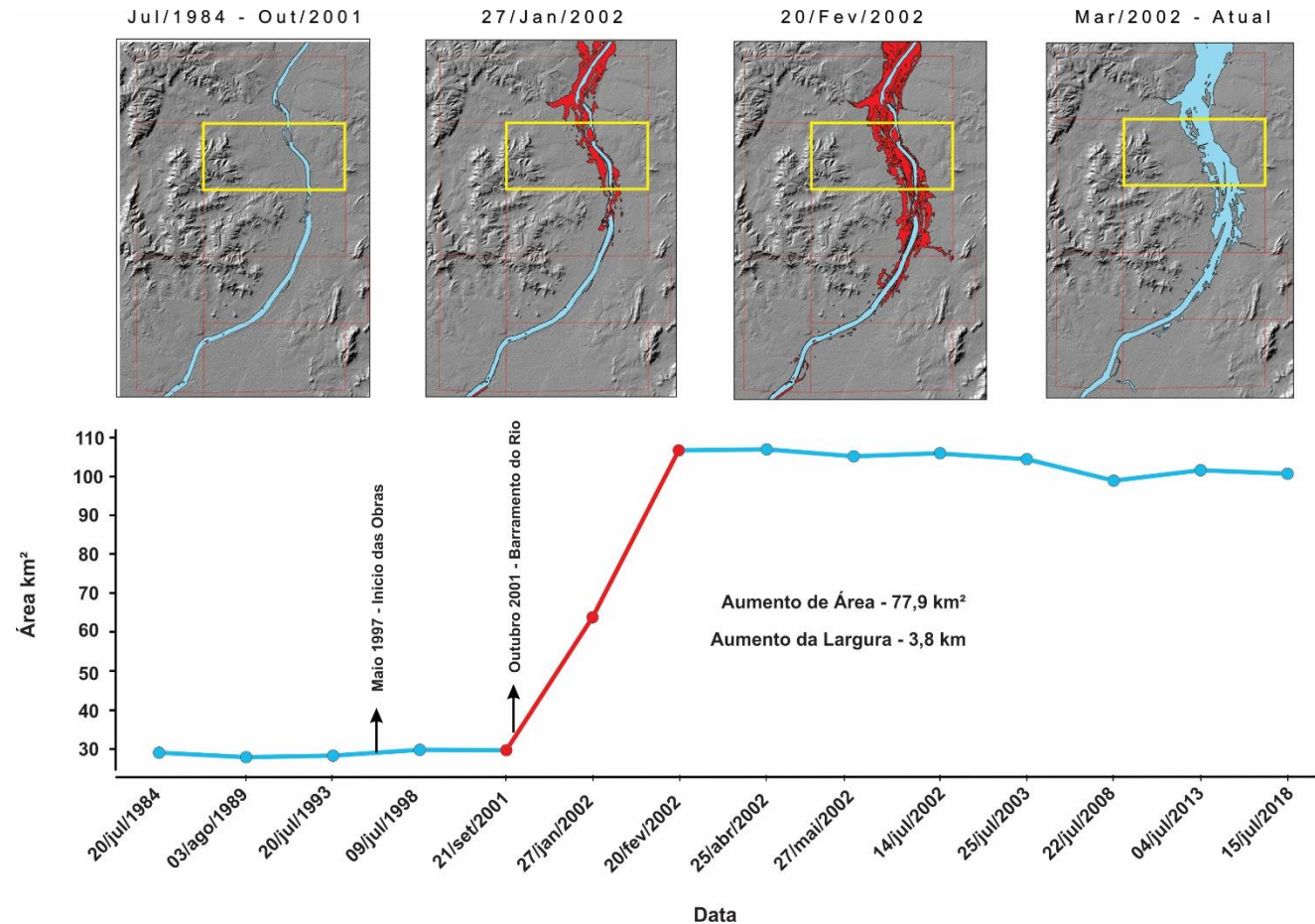
Desde o barramento do Rio Tocantins, em outubro de 2001, até os dias atuais, a área e a largura do rio aumentaram, na região de estudo, cerca de 77,9 Km² e 3,8 Km², respectivamente. Esse aumento ocorreu principalmente entre os anos de 2001 e 2002.

Esse aumento do Rio fez com que comunidades localizadas na beira do rio fossem realocadas, como é o caso de Pinheirópolis, localizada no município de Porto Nacional. Além disso, esse aumento elevou o nível freático, causando problemas de infiltração em construções, e modificando a dinâmica de deposição de sedimentos recentes. Com base na análise das 14 imagens processadas da área de estudo, foi possível calcular a área do rio (Tabela 14), bem como destacar o ápice da inundação em 20 de fevereiro de 2012 e sua estabilização nos últimos anos posteriores até os dias atuais (Figura 51).

Tabela 14. Área do rio calculada, em quilômetros quadrados, para cada data correspondente.

| Data | Área (Km²) |
|------------------------|------------------------------|
| 20 de Julho de 1984 | 29.0 |
| 03 de Agosto de 1989 | 27.9 |
| 20 Julho de 1993 | 28.3 |
| 09 Julho de 1998 | 29.7 |
| 21 de Setembro de 2001 | 29.7 |
| 27 de Janeiro de 2002 | 63.8 |
| 20 Fevereiro de 2002 | 106.9 |
| 25 Abril de 2002 | 106.9 |
| 27 Maio de 2002 | 105.1 |
| 14 de Julho de 2002 | 105.9 |
| 25 Julho de 2003 | 104.3 |
| 22 Julho de 2008 | 98.8 |
| 04 Julho de 2013 | 101.4 |
| 15 Julho de 18 | 100.7 |

Figura 51. Área de estudo do rio Tocantins na região de Porto Nacional.



A) o rio Tocantins apresenta sua área e largura originais, nos anos de 1984 até 2001; em B) já é possível notar um significativo aumento da área do rio no mês de janeiro; em C) a área do rio já ocupa o seu máximo; em D) Configuração atual do rio Tocantins. A partir de então a área do rio depende do controle de vazão da usina hidrelétrica e do regime de chuvas. O gráfico abaixo das imagens representa o cálculo de cada área a cada ano a partir do processamento dos dados de sensoriamento remoto.

3.3. GEOLOGIA ESTRUTURAL

A região do Projeto Monte do Carmo é caracterizada por uma trama anastomosada de trend NNE-SSW, onde os contatos entre as unidades litoestruturais são limitados por traços associados a zonas de cisalhamento. Essa trama cisalhante apresenta-se muitas vezes modificadas por falhas normais de trend NW-SE, segmentando e embutindo unidades litoestruturais em diferentes níveis.

Zonas de cisalhamento são componentes comuns em vários terrenos metamórficos. Elas dividem grandes regiões em subdomínios ou blocos litotectônicos que contêm elementos estruturais e tectônicos primários similares. A compreensão do histórico geológico e os processos tectônicos nessas regiões dependem do entendimento da relação tectônica dessas zonas de cisalhamento com as unidades adjacentes.

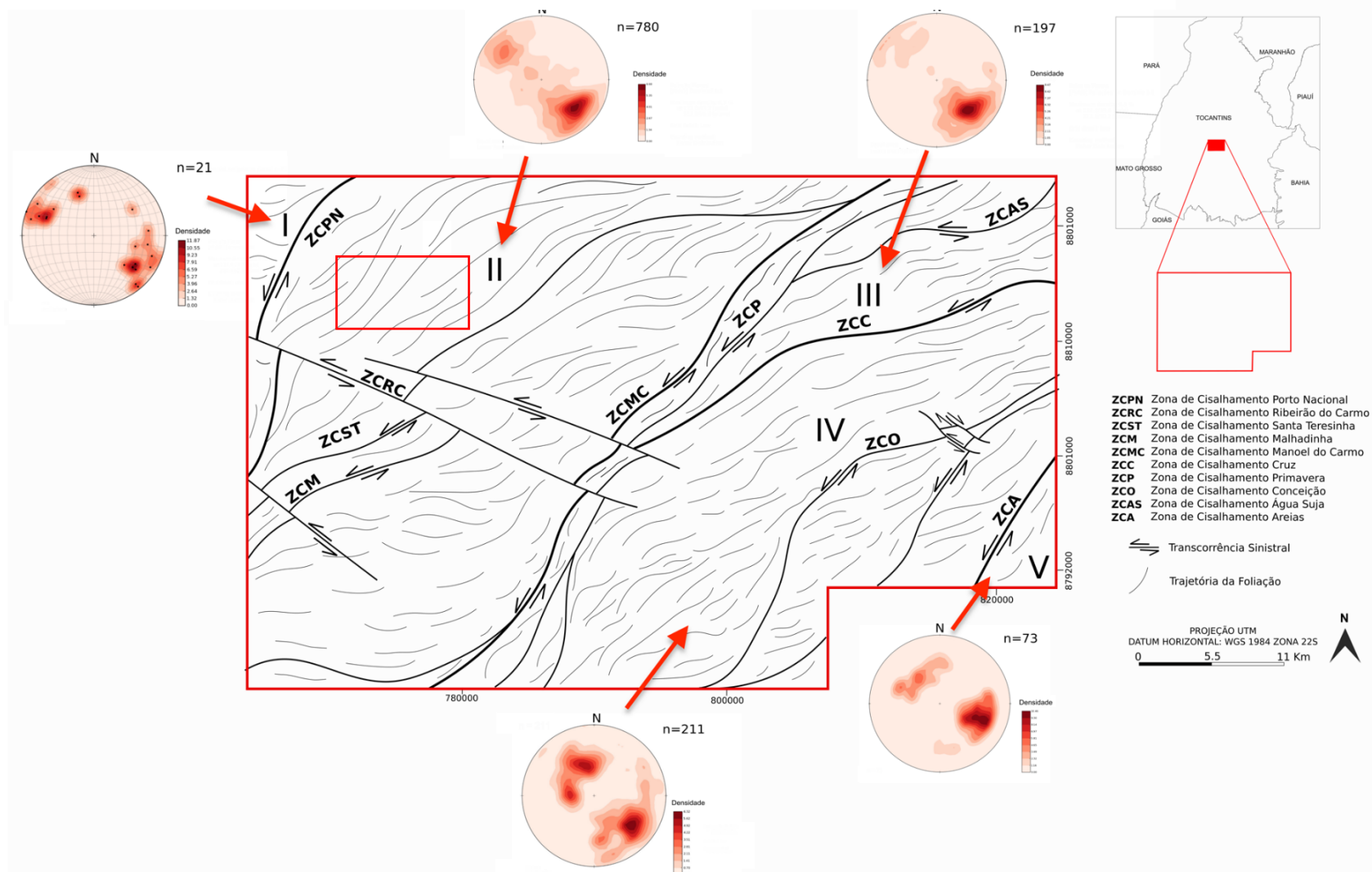
O mapeamento dessas zonas, assim como a definição dos domínios estruturais, aproveitou a integração de dados de aeromagnetometria, imagens de satélite e dados de campo. Nas imagens de aeromagnetometria as zonas de cisalhamento são expressas na forma de estruturas de primeira ordem com forte contraste em relação às estruturas de segunda e terceira ordem. Em imagens de satélite, apresentam forte controle sobre feições superficiais como serras, rios e drenagens, e em campo apresentam tramas miloníticas e outras estruturas indicativas de regime dúctil.

3.3.1. Quadro Estrutural do Projeto Monte do Carmo

Ao todo, foram individualizadas 4 zonas de cisalhamento principais, denominadas de: Zona de Cisalhamento Porto Nacional (ZCPN), Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo (ZCMC), Zona de Cisalhamento Cruz (ZCC) e Zona de Cisalhamento Areias (ZCA). Estas zonas de cisalhamento compartimentam a área mapeada em 5 grandes domínios estruturais (Figura 52) (Anexo 7).

A **ZCPN** está situada na parte oeste da área mapeada, apresenta traço sinuoso de direção NNE-SSW ao norte, e N-S na porção sul. É caracterizada por cisalhamento de alto ângulo com cinemática sinistral.

Figura 52. Mapa de elementos tectônicos regionais e domínios estruturais do Projeto Monte do Carmo. A localização da área VI está indicada pelo retângulo vermelho, no centro do domínio II.



A **ZCMC** é localizada na parte central do projeto e sua expressão em superfície é bem marcada pela serra homônima. Apresenta trend NE-SW nas porções norte e centro, e próximo à extremidade sul da área mapeada sofre uma inflexão súbita que muda seu trend para N-S. É caracterizada por cisalhamento de médio a alto ângulo com cinemática sinistral.

A **ZCC** compreende uma estrutura de aproximadamente 30 km, situada na porção nordeste da área. Apresenta trend NE-SW e cinemática sinistral. É caracterizada por um cisalhamento de médio a alto ângulo.

A **ZCA** é observada no extremo sudeste da área, com extensão de aproximadamente 10 km e trend NE-SW.

3.3.1.1. Domínio I

Localizado no extremo oeste do Projeto Monte do Carmo, este domínio é posicionado a oeste da **CZPN**. É constituído exclusivamente pelas rochas do Granito Matança, um corpo de dimensões batolíticas com fraca anisotropia na sua porção centro sul, a não ser por esparsas bandas de cisalhamento centimétricas, estando intensamente milonitizado na porção norte. Essa fábrica tectônica penetrativa é restrita às bordas do corpo, apresentando alto ângulo (70° a 90°) e com direção predominante NNE-SSW.

3.3.1.2. Domínio II

Este domínio estrutural compreende uma extensa faixa de aproximadamente 30km de largura e orientação NNE-SSW, sendo delimitado a oeste pela **ZCPN** e a leste pela **ZCMC**. Este setor tem como principal característica a foliação regional (S_n) de médio a alto ângulo (55° a 90°), anastomosada com *trend* NE-SW a E-W, o que acaba configurando uma geometria sigmoidal de cinemática sinistral. As zonas de cisalhamento Santa Teresinha (**ZCST**) e Malhadinha (**ZCM**) acompanham essa geometria sigmoidal. Um sistema de cisalhamento e transcorrência sinistral de direção NW-SE denominado de Zona de Cisalhamento Ribeirão do Carmo (**ZCRC**) é observado na porção central desse domínio. Estas estruturas deslocam as demais zonas de cisalhamento observadas.

As regiões próximas às zonas de cisalhamento apresentam trama milonítica (S_m) de alto ângulo (70° a 80°) e lineações de estiramento mineral de baixo ângulo (15° a 20°) oblíquas às foliações. Essa fábrica tectônica é observada tanto nas bordas quanto nas porções centrais das rochas cristalinas do Complexo Granulítico Porto Nacional, Formação Morro do Aquiles, Suíte Aliança, Suíte Gabbro-Anortosítica Carreira Comprida e Suíte Lajeado.

3.3.1.3. Domínio III

Este domínio está localizado na porção nordeste da área do projeto. Compreende uma faixa de direção NE-SW de aproximadamente 26 km de comprimento e 15 km de largura. É delimitado a oeste pela **ZCMC** e a sul pela **ZCC**. Engloba as unidades litoestratigráficas intrusivas máfica-ultramáficas e a sequência metavulcanossedimentar indefinida. Apresenta geometria triangular e uma trama levemente anastomosada. Uma das principais características deste domínio são as dobras sinformes, fechadas, inclinadas, com caimento suave para NE e plano axial subvertical que afetam os quartzitos que constituem a Serra Manoel do Carmo. Esta faixa de dobramentos ocorre entre as **ZCMC** e a Zona de Cisalhamento Primavera (**CZP**). As foliações regionais *S_n* neste domínio são de mergulho moderado a alto, variando de 50 a 84° em *trend* NE-SW.

3.3.1.4. Domínio IV

O domínio IV localiza-se no centro-leste da área e compreende uma faixa de 30 km de largura por 50 km de comprimento que engloba a unidade metavulcanossedimentar indefinida e a Suíte Plutono-Vulcânica Ipueiras, orientadas predominantemente em direção NE-SW. É limitado pela **ZCMC**, a oeste, e pela **ZCA**, a leste.

Neste compartimento há predomínio de deformações rúpteis-dúcteis, com a presença de foliação regional em rochas metassedimentares e diversas zonas de cisalhamento. Na extremidade oeste do domínio, a foliação regional apresenta mergulho para WNW, e a leste a foliação regional possui mergulho para ESE, constituindo uma dobra regional.

Na porção central ocorre uma rotação na direção da foliação regional, observada tanto em campo quanto nos produtos geofísicos: as direções mudam gradativamente de N-S na extremidade sul da área para NE-SW à medida que se aproxima do centro da área do projeto, provavelmente em razão da interferência das zonas de cisalhamento. É impressa uma deformação dúctil pronunciada nas serras de rochas metassedimentares, ora mostrando-se com duas foliações superpostas, ora na forma de dobras com eixos NE-SW marcadas em imagens de satélite.

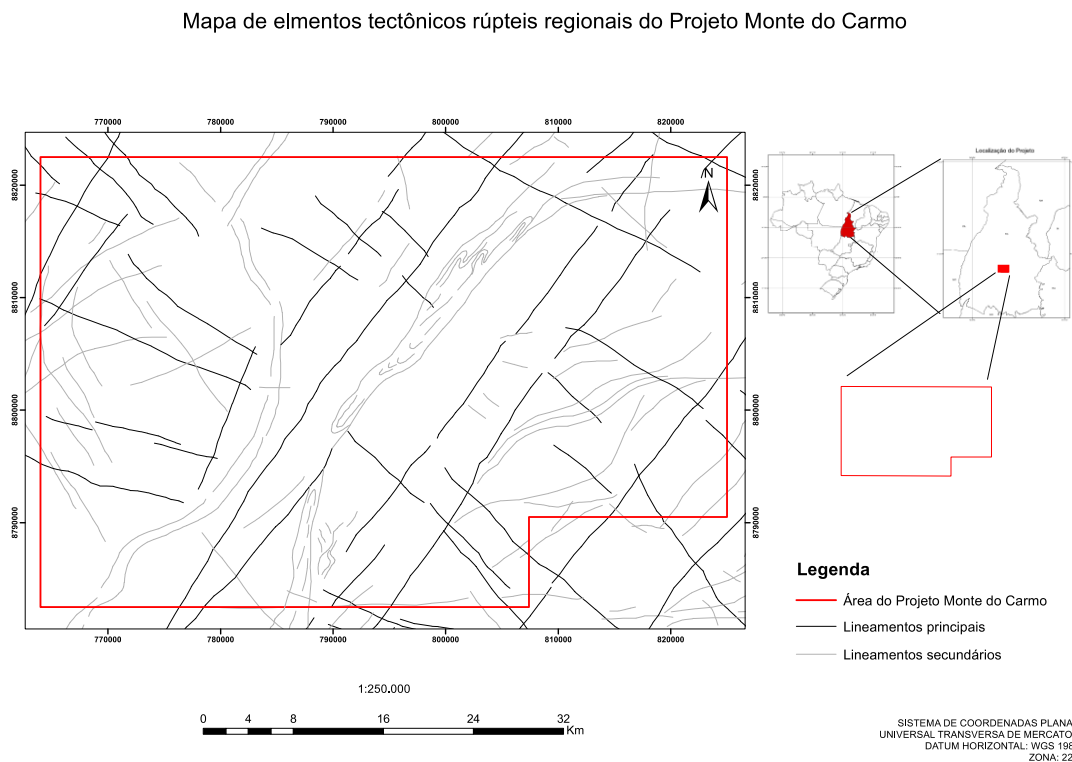
3.3.1.5. Domínio V

Localizado na extrema posição sudeste da área mapeada este domínio é delimitado a oeste pela **ZCA**. Compreende uma faixa de aproximadamente 10km de largura e 10 km de comprimento que engloba a sequência vulcanossedimentar da Formação Monte do Carmo. Esse

domínio é definido pela presença de falhas transcorrentes que cortam toda a área e zonas de cisalhamento de direção NE-SW associadas a rochas vulcânicas máficas, onde ocorrem baixos topográficos. As falhas transcorrentes são observadas na área em zonas de concentração da deformação, por meio do adensamento de fraturas que acompanham o *trend* regional NE-SW. Além disso, existem zonas de cisalhamento locais de direção W-E, que rotacionam localmente as foliações regionais e milonítica. Observa-se também um *trend* quase perpendicular de direção NW-SE de deformação rúptil posterior, representado por falhas, juntas e fraturas perpendiculares às estruturas principais.

Estruturas de regime rúptil-dúctil são observadas ao longo de todos os domínios descritos. Estas estruturas consistem em duas famílias principais: uma de *trend* NE-SW e outra NW-SE (Figura 53). A interação entre essas duas famílias resulta em um recorte escalonado das unidades litotectônicas, marcada por um pronunciado gradiente de relevo e um forte controle sobre as serras que circundam a área de estudo. Tais feições são observadas principalmente entre as cidades de Porto Nacional e o povoado de Escola Brasil.

Figura 53. Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo.



3.3.2. Quadro Estrutural da área VI

A área VI está inserida no domínio estrutural II da área de estudo do projeto Monte do Carmo (Figura 54). As rochas que do embasamento encontradas na área VI correspondem às unidades orto e paraderivadas do complexo Porto Nacional e ao xisto da formação Morro do Aquiles com o Granito Santana associado. Elas estão dispostas em um *trend* que varia de NE-SW a E-W e são afetadas, a oeste por uma foliação com *trend* NE-SW de médio a alto ângulo (30° a 60°) e a leste por uma foliação milonítica com *trend* E-W de baixo ângulo (17° a 20°), em conformidade com a trama anastomosada do projeto Monte do Carmo. As estruturas de regime rúptil afetam indiscriminadamente todas as unidades litoestratigráficas da área, com direções preferenciais NE-SW e NW-SW.

3.3.2.1. Elementos da Trama Dúctil

As estruturas de trama dúctil encontradas na área foram foliação milonítica, bandamento gnáissico, xistosidade e lineação de estiramento.

A **foliação milonítica** foi observada a extremo leste da área VI, na divisa com a área VII. Ela afeta o granito Santana e o xisto circundante a ele (Figura 55) e apresenta um *trend* ENE-WSW e mergulho em média 200° para NNW (Figura 56). Ela é caracterizada por agregados quartzo-feldspáticos sendo contornados por cristais orientados de biotita e muscovita, sob um arranjo anastomosado, tipicamente milonítico. Tal foliação varia de proeminente a discreta na rocha e tem espessura milimétrica a centimétrica.

A intensidade da deformação milonítica varia em diferentes porções desse granito, evidenciando a heterogeneidade do mesmo, observada em campo. A parte sul do granito apresenta uma foliação milonítica mais incipiente com porfiroclastos de feldspato potássico preservados. A parte norte apresenta uma foliação milonítica desenvolvida e penetrante, com granulação fina e lentes descontínuas.

Figura 54. Mapa estrutural da área VI.

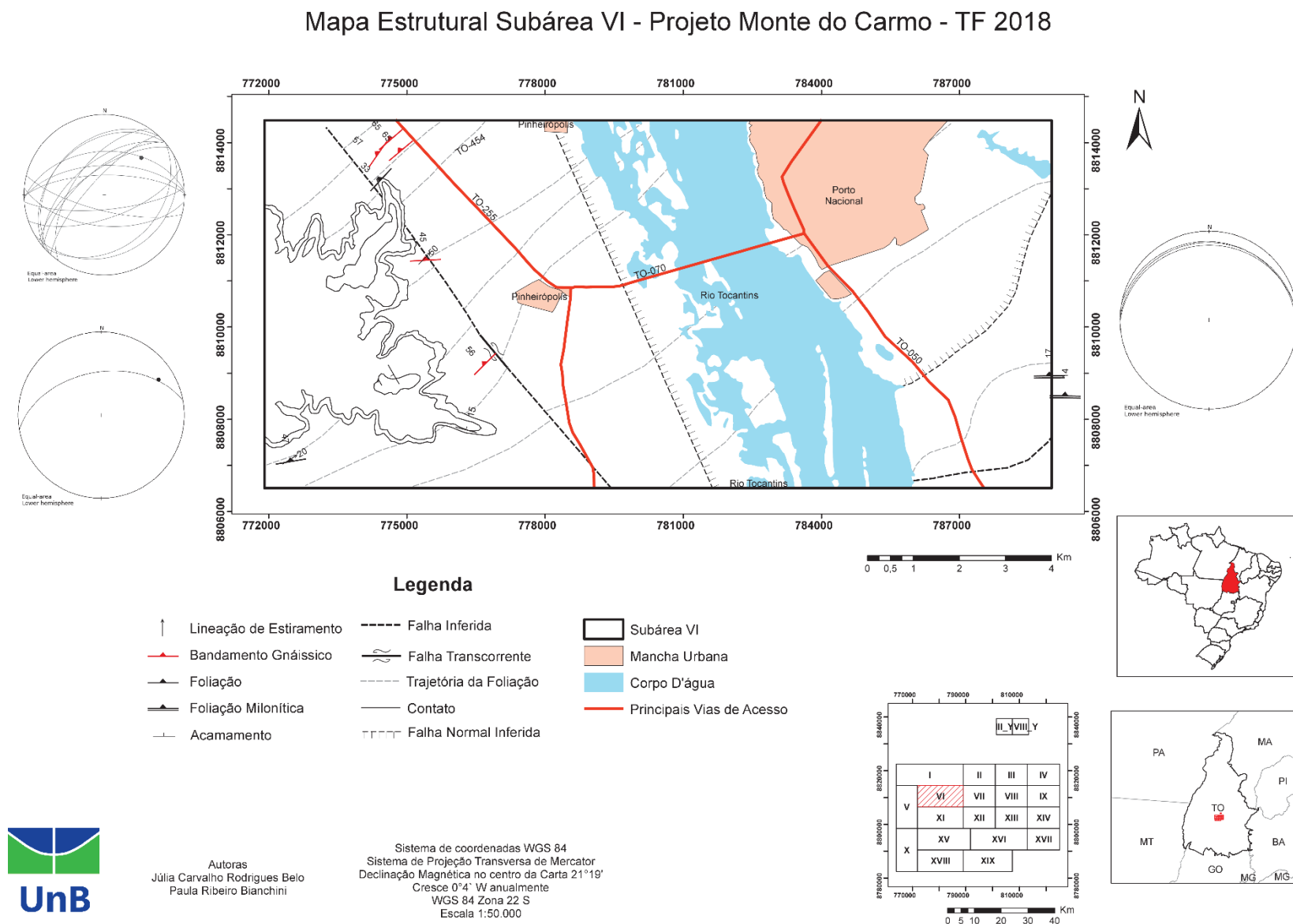
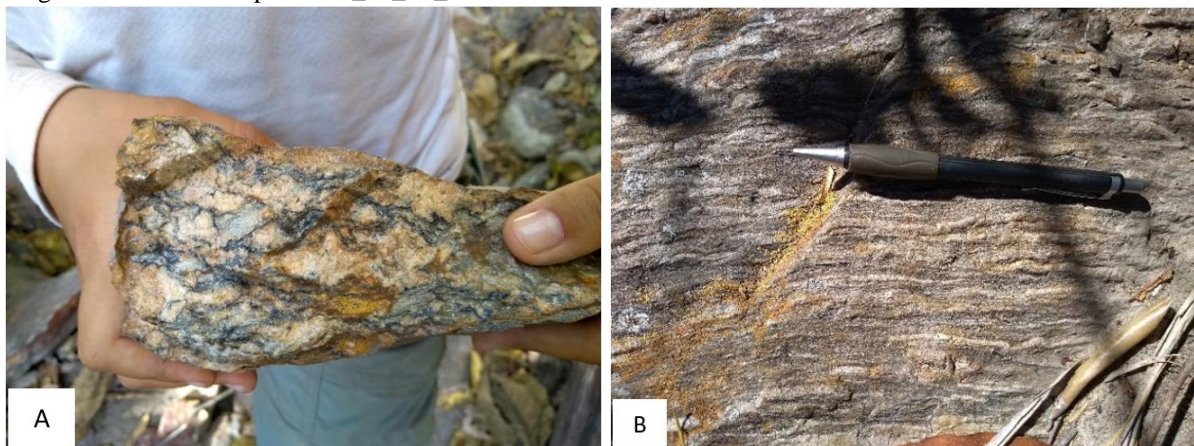
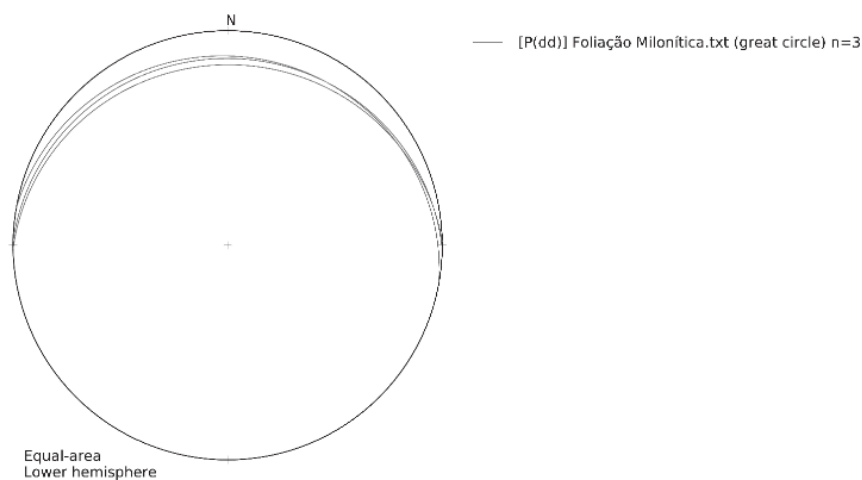


Figura 55. Granito do ponto TF_18_VI_160.



A) Amostra da parte sul, com foliação milonítica incipiente e B) Foliação milonítica que afeta a parte norte do granito. É possível observar as lentes descontínuas e mais finas e penetrantes.

Figura 56. Estereograma confeccionado a partir de 3 medidas das foliações miloníticas.

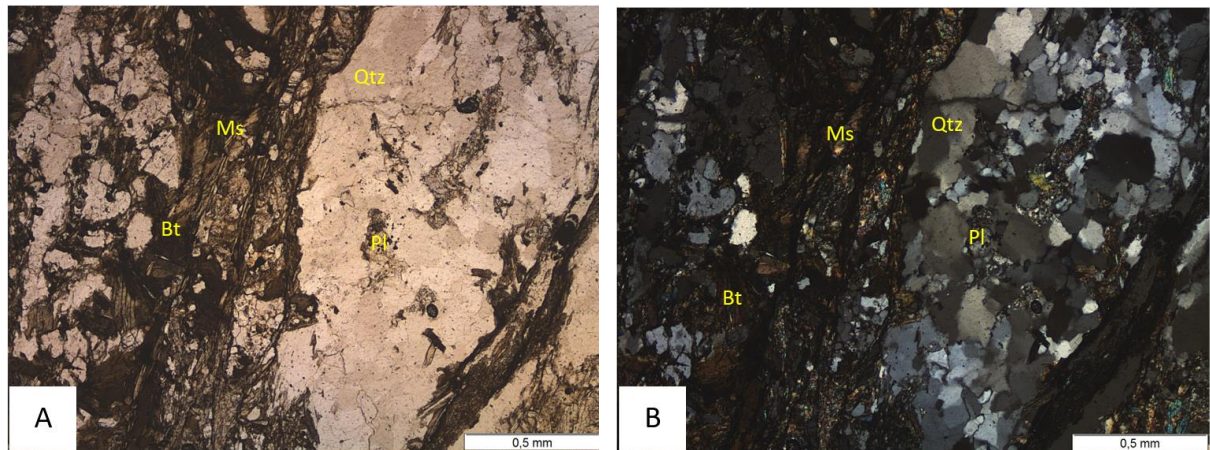


É possível notar um trend WNE-ESE, com ângulo de mergulho médio na ordem de 20° para NNE.

Microscopicamente, essa foliação é marcada principalmente pela orientação de lamelas de biotita e muscovita, formando lentes anastomosadas descontínuas que contornam agregados quartzo-feldspáticos, estes compondo uma textura granoblástica. A forma e disposição das lentes anastomosadas sugerem uma cinemática destal. Os agregados estão orientados segundo uma direção preferencial e são compostos por neoblastos de quartzo e K-feldspato

recristalizados, de granulação média a fina, por vezes compondo as sombas de pressão. Os cristais de quartzo originais apresentam extinção ondulante, localmente as bordas estão recristalizadas, formando neoblastos de granulação fina. Os neoblastos de quartzo recristalizados apresentam contatos ameboides e irregulares entre si, e extinção ondulante. Os K-feldspato originais apresentam uma forma sub arredondada, com geminação tartan e localmente apresentam pertita e extinção ondulada incipiente, localmente com recristalização nas bordas, formando neoblastos. Os neoblastos de k-feldspato apresentam granulação fina, contatos retos, localmente poligonais com junções trípticas e extinção ondulante incipiente (Figura 57.A e B).

Figura 57. Foliação milonítica no granito da amostra TF_18_VI_148.



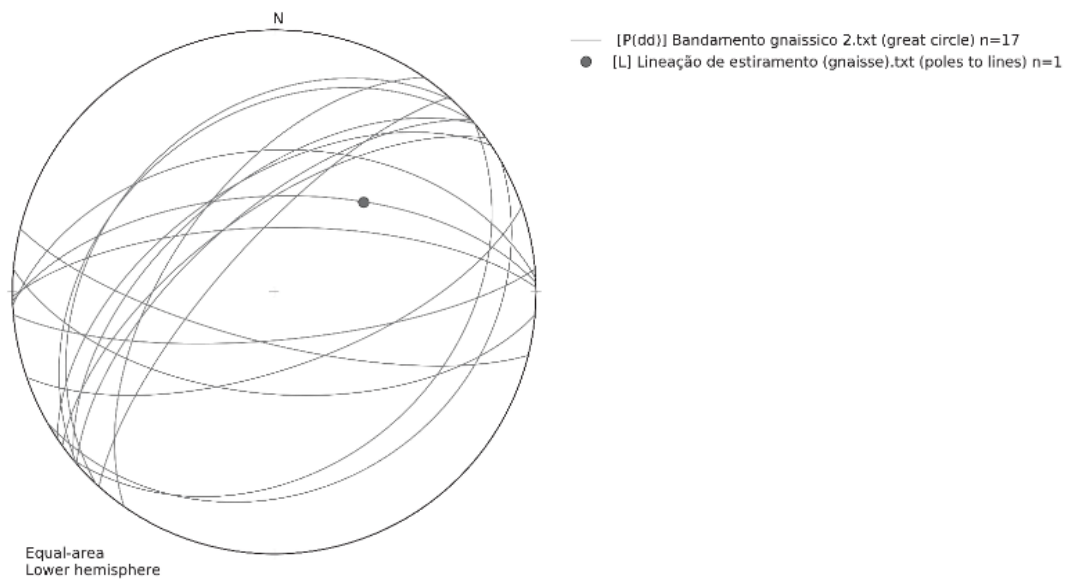
A) Fotomicrografia com o polarizador paralelo. B) Fotomicrografia com o polarizador cruzado.

O **bandamento gnáissico** foi observado nos biotita-anfibólio gnaisses de composição diorítica localizados na parte oeste da área VI, no baixo topográfico. Ele é caracterizado pela intercalação de bandas máficas e félsicas de espessura milimétrica a centimétrica (Figura 58). As bandas máficas são compostas essencialmente por biotita, actinolita e hornblenda, e as bandas félsicas por quartzo e plagioclásio. Essa estrutura apresenta um trend preferencial NE-SW e mergulho de aproximadamente 55° para NW (Figura 59).

Figura 58. Bandamento gnáissico sendo deslocado por falha no biotita anfibólio gnaiss Diorítico do ponto TF_18_VI_30.



Figura 59. Estereograma confeccionado a partir das medidas dos bandamentos gnáissicos (16 medidas). As medidas apresentam direção de mergulho preferencial para NW e trend NE-SW.

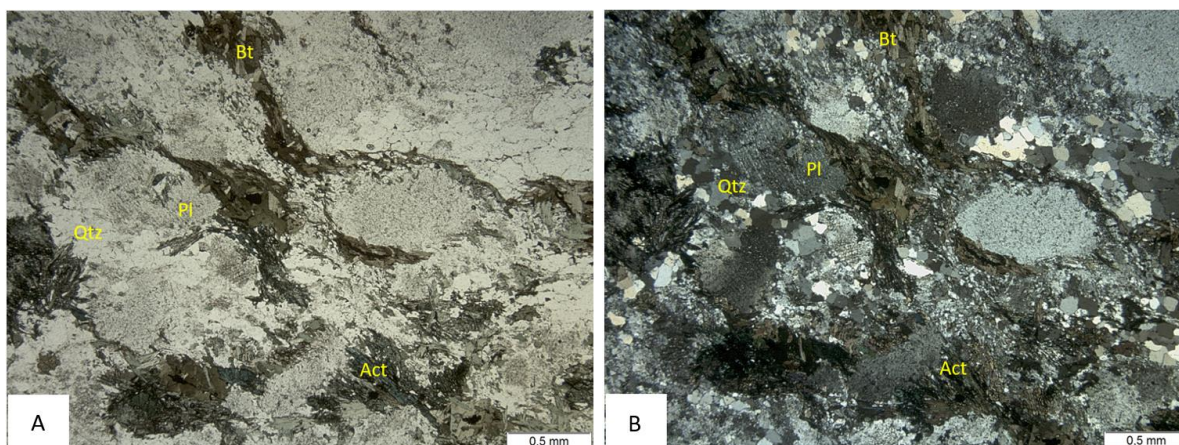


As medidas apresentam direção de mergulho preferencial para NW e trend NE-SW.

Microscopicamente, é possível observar domínios granoblásticos marcados pela recristalização de quartzo, domínios nematoblásticos marcados por cristais de actinolita e hornblenda orientados paralelamente ao bandamento e domínios lepidoblásticos marcados pelos cristais de biotita (Figura 60. A e B). Os domínios lepidoblásticos e nematoblásticos, formados pelos minerais máficos (biotita, actinolita e hornblenda) formam lentes onduladas ao redor de agregados de quartzo recristalizado e porfiroblastos arredondados de plagioclásio, estes com extinção ondulante, rotacionados, indicando uma cinemática de caráter sinistral.

Os porfiroclastos de plagioclásio também são envolvidos por agregados quartzo-feldspáticos de granulação fina. Os agregados quartzo-feldspáticos são formados por neoblastos de granulação fina a média, contatos regulares poligonais com junções tríplices a irregulares. Os neoblastos de quartzo apresentam extinção ondulante incipiente.

Figura 60. Trama geral do biotita anfibólio gnaiss Diorítico do ponto TF_18_VI_30.



A) Fotomicrografia com o polarizador paralelo. B) Fotomicrografia com o polarizador cruzado.

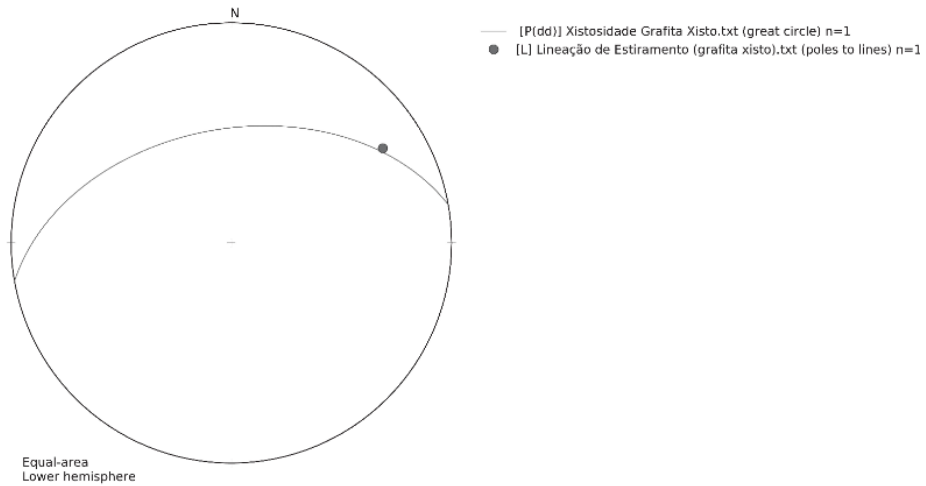
A **xistosidade** foi observada no grafita xisto do Complexo Porto Nacional, com trend NE-SW, presente na parte sudoeste da área VI, (Figura 61.A); e no xisto rosa da Formação Morro do Aquiles, presente na parte leste da área VI (Figura 61.B). As medidas de lineação e xistosidade presentes no grafita xisto são apresentadas no estereograma da Figura 62.

Figura 61. Xistosidade.



A) Grafita Xisto, ponto TF 18 VI 163.B) Xisto rosa a leste da área VI, ponto TF18 VI 156.

Figura 62. Estereograma confeccionado a partir das medidas do plano dos grafita xisto e da lineação de estiramento contida no plano de xistosidade.



A principal **lineação** observada é a de estiramento, marcada por faixas cilíndricas de quartzo no biotita anfibólio gnaiss Diorítico (Figura 63) e pelo estiramento de argilominerais no grafita xisto (Figura 64). As lineações presentes no plano do bandamento gnáissico apresentam trends preferenciais E-W e NE-SW. A lineação presente no plano de xistosidade do grafita xisto apresenta um trend NE-SW, com ângulo de caimento na ordem de 200.

Figura 63. Lineação de estiramento contida no plano do bandamento gnáissico, ponto TF18_VI_55.



A) Bandamento gnáissico no canto inferior direito da foto. B) Lineações contidas no plano.

Figura 64. Lineação de estiramento contida no plano de foliação do grafita xisto, ponto TF_18_VI_163.



3.3.2.2. Elementos da Trama Rúptil

Os elementos de trama rúptil observados foram: falha transcorrente, fraturas e veios de quartzo.

A falha transcorrente foi encontrada associada a um veio de quartzo de escala métrica (Figura 65.A), onde é possível observar estrias contidas no plano de falha (Figura 65.B) e fraturas. O trend do veio é NW-SE e as estrias indicam um movimento sinistral. Essa estrutura também foi encontrada em escala centimétrica, preenchida por quartzo, cortando o bandamento gnáissico (Figura 66).

Figura 65. Veio de quartzo associado a falha transcorrente presente no ponto TF_18_VI_57.

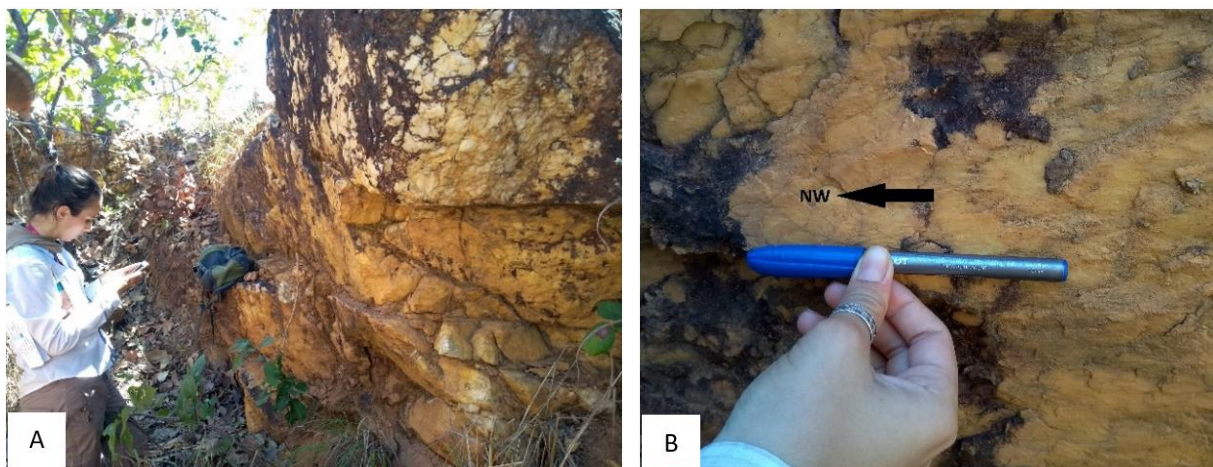
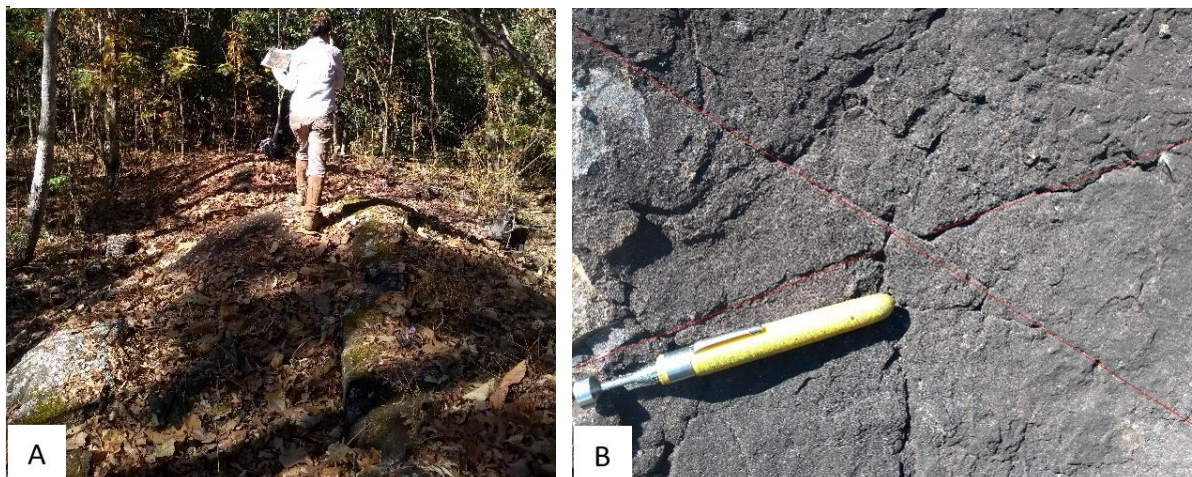


Figura 66. Bandamento gnáissico sendo deslocado por falha no biotita anfibólio gnaiss diorítico do ponto TF_18_VI_30.



As **fraturas** foram observadas em todas as unidades litológicas da área. Elas apresentam um trend preferencial NW-SE, são de escala centimétrica a métrica, paralelas e espaçadas e, por vezes, constituem pares conjugados e cortam estruturas dúcteis. Localmente foram observadas fraturas com trend N-S e alto ângulo de mergulho, paralelas, espaçadas, nos gnaisses dioríticos (Figura 67.A) fraturas com trend E-W no gondito (Figura 67.B).

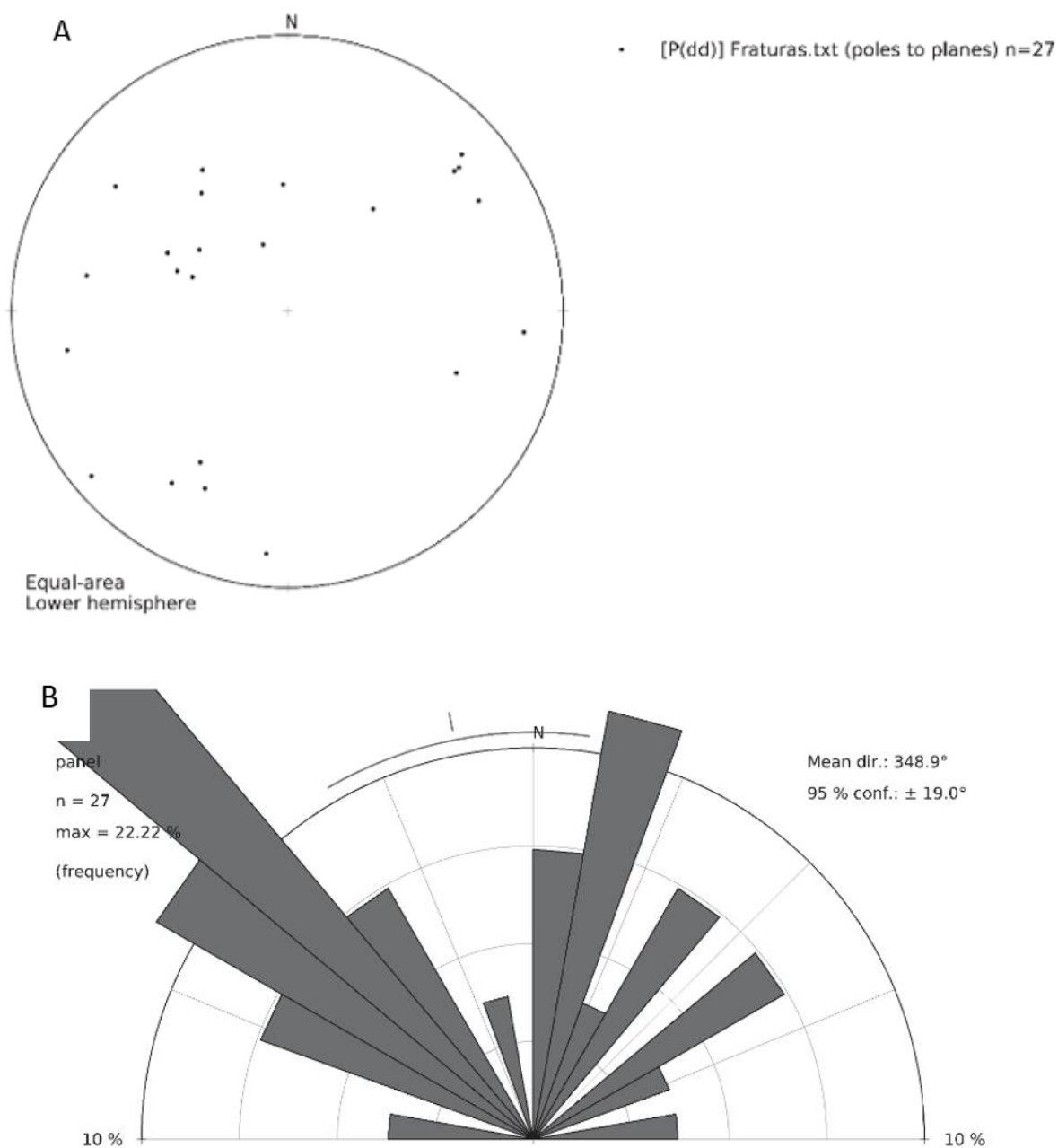
Figura 67. Fraturas.



A) Gnaisses tonalíticos do ponto TF_18_VI_54 e B) Gonditos do ponto TF_18_VI_34.

A partir das medidas obtidas em campo, foram feitos o estereograma e o diagrama de rosetas da Figura 68.

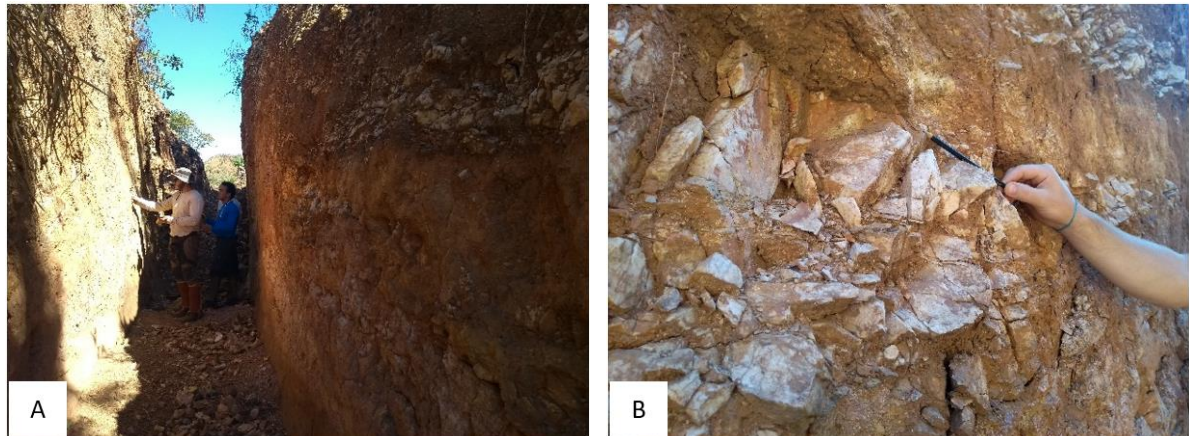
Figura 68. Medidas de fraturas.



A) Estereograma e B) Diagrama de roseta. Confeccionados a partir das medidas de 27 planos de fratura. É possível notar um trend preferencial noroeste observando o diagrama de roseta, que representa o strike das fraturas.

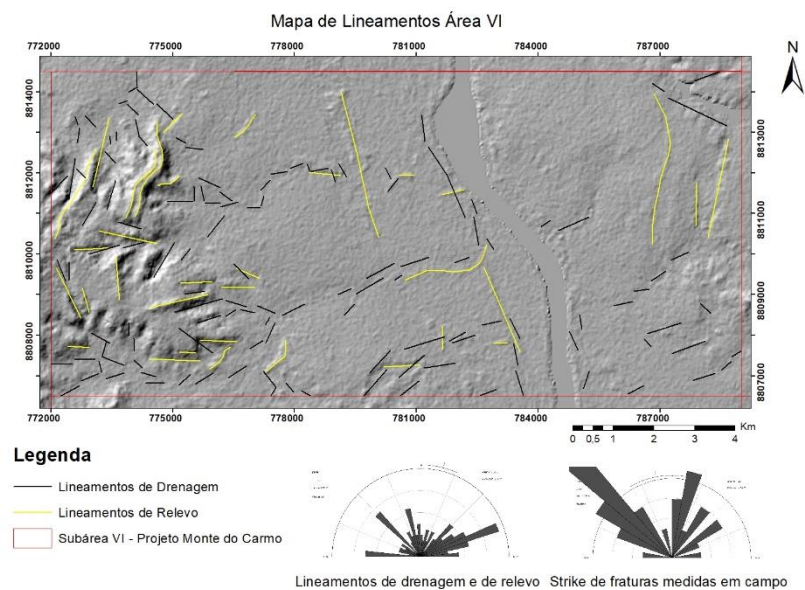
Os **veios de quartzo** da área VI apresentam um trend preferencial NE-SW e um trend NW-SE associado a um sistema de transcorrência sinistral. Eles apresentam escala métrica a decimétrica. A noroeste os veios cortam lentes de grafita xisto, promovendo sua mineralização (Figura 69).

Figura 69. Veios de quartzo cortando lentes de grafita xisto, ponto TF_18_VI_163.



A análise e extração de lineamentos de drenagem e de relevo a partir de produtos de sensoriamento remoto (Figura 70) e sua correlação com as medidas estruturais rúpteis obtidas em campo (principalmente fraturas), indicam que os principais cursos d'água da região estão organizados segundo o padrão de elementos rúpteis, com direções preferenciais NE-SW e NW-SE, por vezes N-S, os quais alternam abruptamente seus trechos conforme essas direções. Isto revela o forte controle exercido por essa estruturação, bem como o condicionamento dos processos erosivos e deposicionais, que estão diretamente ligados ao quadro neotectônico da região.

Figura 70. Mapa de Lineamentos Rúpteis.



3.4. METAMORFISMO DA ÁREA VI

A partir da análise de dados de campo, petrográficos, microsonda, geoquímicos e difratometria de raios-x foi possível determinar os processos metamórficos atuantes sobre as rochas do complexo Porto Nacional, unidades orto e paraderivadas, e formação Morro do Aquiles, bem como delimitar os domínios metamórficos da área VI. A distribuição cartográfica do metamorfismo na área VI, bem como as principais associações minerais, está destacada no mapa de fácies da Figura 71, onde foram determinados 4 domínios metamórficos.

3.4.1. Domínio 1 (Interface entre fácies xisto verde e anfibolito)

Localizado a oeste da área, corresponde às rochas do complexo Porto Nacional. Este domínio compreende os biotita-anfibólio gnaisses dioríticos e metamáficas da unidade ortoderivada, com lentes de grafita xistos e gonditos da unidade paraderivada.

Por todo o domínio das rochas ortoderivadas, os minerais comumente encontrados são actinolita, hornblenda e plagioclásio, com uma pequena variação na quantidade de quartzo, granada e biotita. As análises de petrografia e de microsonda, anteriormente citadas, permitiram identificar a formação de hornblenda na borda dos cristais de actinolita, indicando a ocorrência de metamorfismo progressivo.

A fácies xisto verde cobre aproximadamente a faixa de temperatura de 300°C a 500°C em pressões baixas a intermediárias. A transição para fácies anfibolito é bastante gradual. Acima de cerca de 450°C, rochas metabásicas desenvolvem gradualmente hornblenda no lugar de actinolita, como resultado da reação entre epidoto e clorita, além da ocorrência de plagioclásio mais cálcico do que albita, refletindo a presença de lacunas de miscibilidade em baixa temperatura nas séries de Na-plagioclásio (lacuna da peristerita) e de actinolita-hornblenda (Figura 72). Uma fácies epidoto-anfibolito de transição (para rochas metabásicas), ou simplesmente fácies de transição (para rochas metabásicas e metaquartzofeldspáticas) é frequentemente referida na literatura, e esta importante transição pode ser incluída tanto em fácies de xisto verde, quanto em fácies anfibolito (Bucher & Grapes, 2011).

Figura 71. Mapa de fácies metamórficas da área VI.

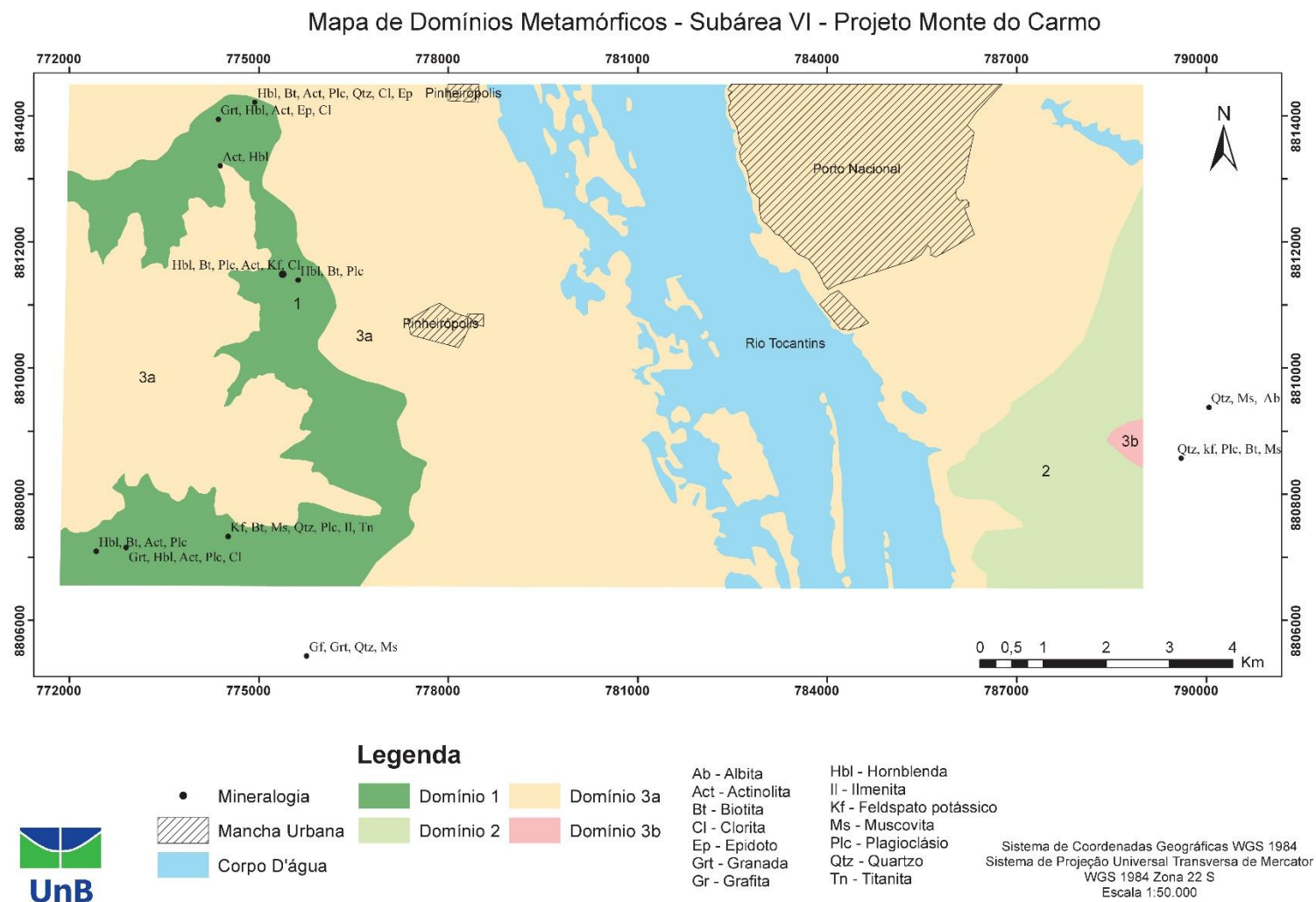
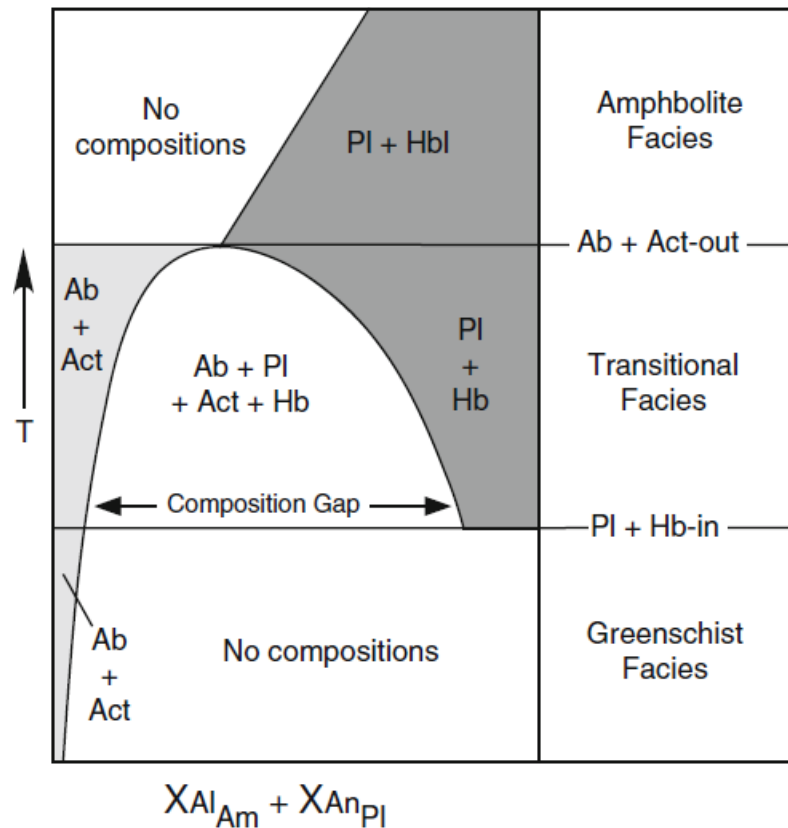


Figura 72. Diagrama esquemático de fácies metamórficas.



Ilustra a transição entre fácies xisto verde e anfibolito, em termos de X_{Al} (anfibólio) e X_{An} (plagioclásio) versus temperatura a uma pressão específica.

Fonte: Petrogenesis of Metamorphic Rocks, Bucher & Grapes, 2011

Dessa forma, a paragênese presente nessas rochas ortoderivadas e o metamorfismo progressivo identificado indicam que essas rochas foram submetidas a condições de metamorfismo na transição entre fácies xisto verde e anfibolito.

Por todo o domínio das rochas paraderivadas o principal mineral em comum observado foi a grafita de baixa cristalinidade, que é indicativo de metamorfismo de baixo grau. Além da grafita, foram encontrados quartzo e granada (espessartita) e que caracterizam um metamorfismo em fácies xisto verde. Como essas rochas estão dispostas como lentes em meio a um terreno onde a paragênese e relação entre os cristais indica um metamorfismo na interface xisto verde alto/ anfibolito baixo, é considerada a fácies de mais alto grau pela associação de afloramentos.

3.4.2. Domínio 2 (Fácies xisto verde)

Localizado a leste da área VI, compreende os xistos e ardósias da formação Morro do Aquiles. Análises petrográficas e geoquímicas feitas nos xistos dessa formação que ocorrem na área VI, mostraram eles são compostos predominantemente por muscovita e quartzo, com quantidades menores de albita e caulinita. A ausência de outros minerais e a paragênese observada são indicativos de que essas rochas foram submetidas a condições de metamorfismo em fácies xisto verde.

3.4.3. Domínio 3 (Terrenos não metamórficos)

3.4.3.1. Domínio 3a

Corresponde aos sedimentos da Bacia do Parnaíba, e as coberturas detrítico lateríticas que ocorrem em diversas porções da área VI.

3.4.3.1. Domínio 3b

Corresponde ao Granito Santana, um biotita granito milonitizado que ocorre intrudindo as rochas da Formação Morro do Aquiles na porção leste da área VI.

3.5. LITOGEOQUÍMICA

A análise geoquímica das amostras selecionadas, após a caracterização petrográfica e geológica das unidades cartografadas, é uma importante ferramenta na discriminação e interpretação petrológica de litotipos.

O Projeto Monte do Carmo elegeu 94 amostras para análise litoquímica dos elementos maiores e menores. Buscou-se selecionar um maior número possível de fácies que abrangessem o maior número de unidades cartografadas. A seguir serão apresentadas as litologias presentes na área VI, em uma análise comparativa com amostras da mesma litologia, mas de outras áreas.

Os objetivos das análises foram:

- Classificar e discriminar com maior precisão os vários tipos composicionais das rochas observadas em campo;
- Discriminar e reunir grupos de composição similar em termos de sua natureza e linhagem;
- Estabelecer diferenças químicas entre tipos petrográficos homogeneizados durante o metamorfismo;
- Identificar a natureza dos protólitos;

- Comparação com a bibliografia previamente estudada.

3.5.1. Embasamento

O **Embasamento Paleoproterozóico** é representado pela Formação Morro do Aquiles e pelo Complexo Porto Nacional. Foram analisadas 12 rochas dessas duas unidades (Tabela 15), com exceção dos gnditos, que foram analisados a parte (Anexo 1).

Buscou-se entender as correlações entre as rochas do embasamento via gráficos de distribuição dos elementos maiores nestas rochas paraderivadas, mostrado na Figura 73.

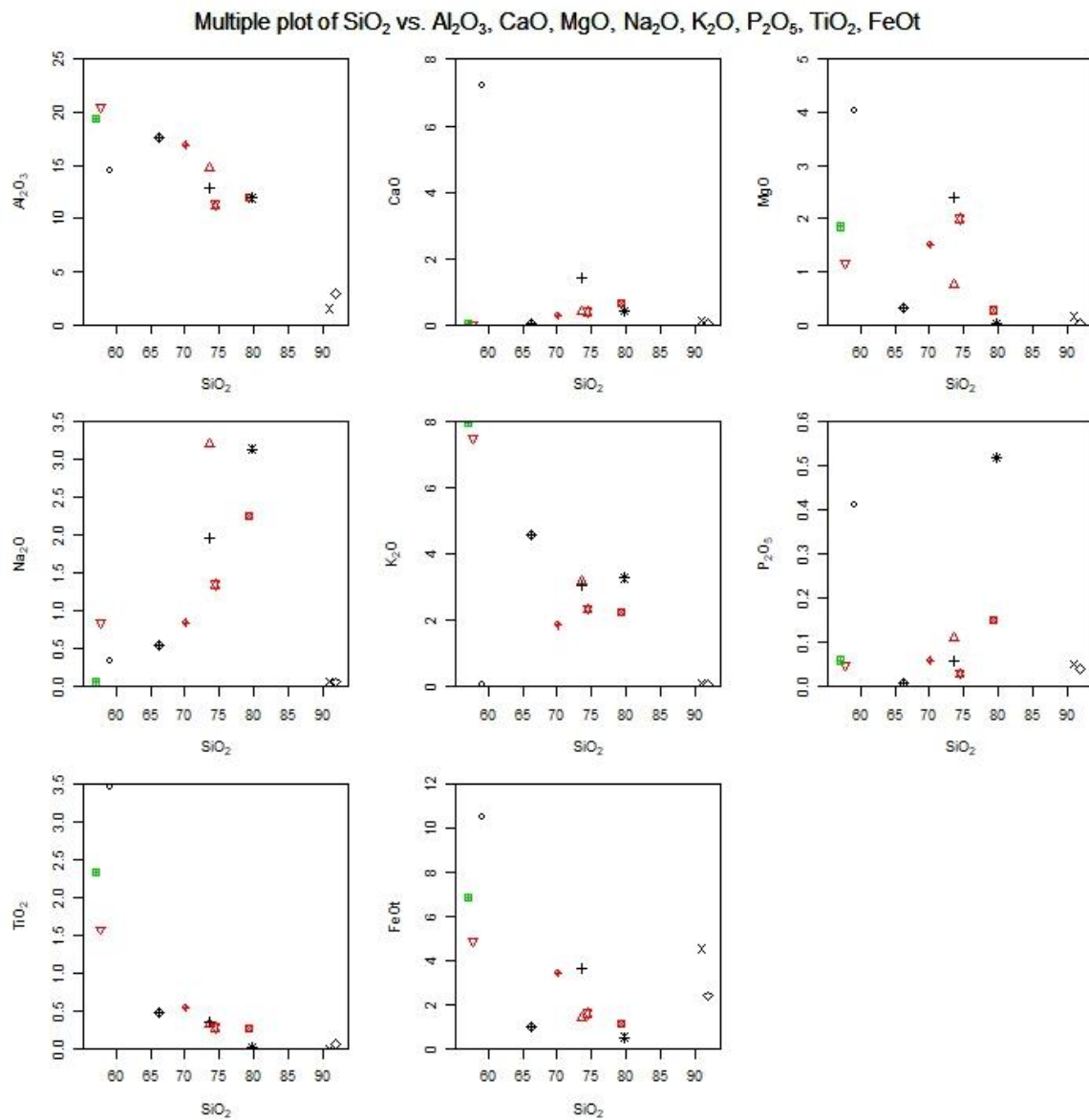
Tabela 15. Amostras do embasamento analisadas pelo método geoquímico.

| Área | Amostra | Rocha | Unidade |
|------|---------------|-------------------------------------|--|
| I | TF18_I_17 | Granulito | Complexo Porto Nacional (Paraderivado) |
| II | TF18_II_146 | Gnaiss granítico | Formação Morro do Aquiles |
| III | TF18_III_131 | Paragnaisse grafitoso | Complexo Porto Nacional (Paraderivado) |
| V | TF18_V_64q | Quartzito associado paragnaisse | Complexo Porto Nacional (Paraderivado) |
| V | TF18_V_64g | Paragnaisse grafitoso saprolitizado | Complexo Porto Nacional (Paraderivado) |
| VI | TF18_VI_156 | Xisto milonitizado | Formação Morro do Aquiles |
| VII | TF18_VII_85 | Xisto | Formação Morro do Aquiles |
| X | TF18_X_156 | Granito | Complexo Porto Nacional (Paraderivado) |
| X | TF18_X_149 | Paragnaisse grafitoso | Complexo Porto Nacional (Paraderivado) |
| XII | TF18_XII_139a | Xisto grafitoso | Formação Morro do Aquiles |
| XII | TF18_XII_139b | Xisto grafitoso | Formação Morro do Aquiles |
| XIV | TF18_XIV_22 | Metased/Metavulc | Xenólito na Suíte Ipueiras (?) |

O estudo mostra correlação positiva da SiO₂ e: Na₂O e P₂O₅. Há correlação negativa da SiO₂ e: Al₂O₃. Não foi percebida assinatura geoquímica diferenciada para rocha do embasamento (Formação Morro do Aquiles e Complexo Porto Nacional). Os mobilizados associados as paraderivadas têm mais de 90% de SiO₂, e sua análise de elementos maiores é pouco efetiva.

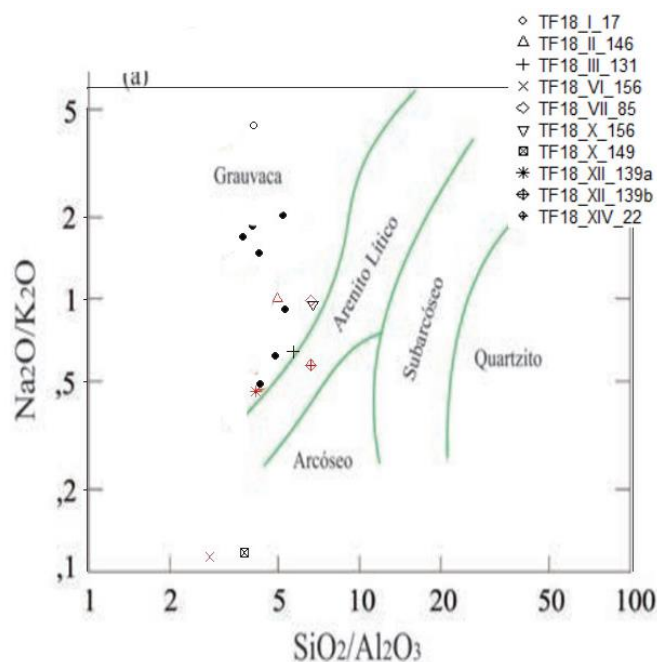
O alto K e o estudo petrológico do xenólito indica que a rocha sofreu alteração hidrotermal de sua assembleia geoquímica, portanto, não podemos esperar resultados que permitem inferir o protólito através de análise de rocha total.

Figura 73. Diagramas de variação a partir elementos maiores (%peso) vs. SiO₂ em rochas paraderivadas do embasamento.



O estudo de protólito destas rochas foi elaborado através do diagrama de Pettijonh et al (1972), mostrado na Figura 74, e permitiu a observação de um predomínio de grauvacas como prováveis protólitos. As amostras TF18_VI_156 e TF18_X_149 estão fora da curva, indicando alguma alteração com as duas.

Figura 74. Diagrama de Pettijohn para estudo do protólito das rochas do embasamento.



Os pontos pretos foram obtidos na literatura.

Os **gonditos** foram encontrados em ampla distribuição na área de estudo e ocorrem inseridos no Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles. Foram analisadas 8 amostras (Tabela 16) que buscaram diferenciar os gonditos de cada formação e identificar a origem destes como produto hidrotermal, supergênico ou hidrogénico (precipitação de nódulos de Mn) (Anexo 1).

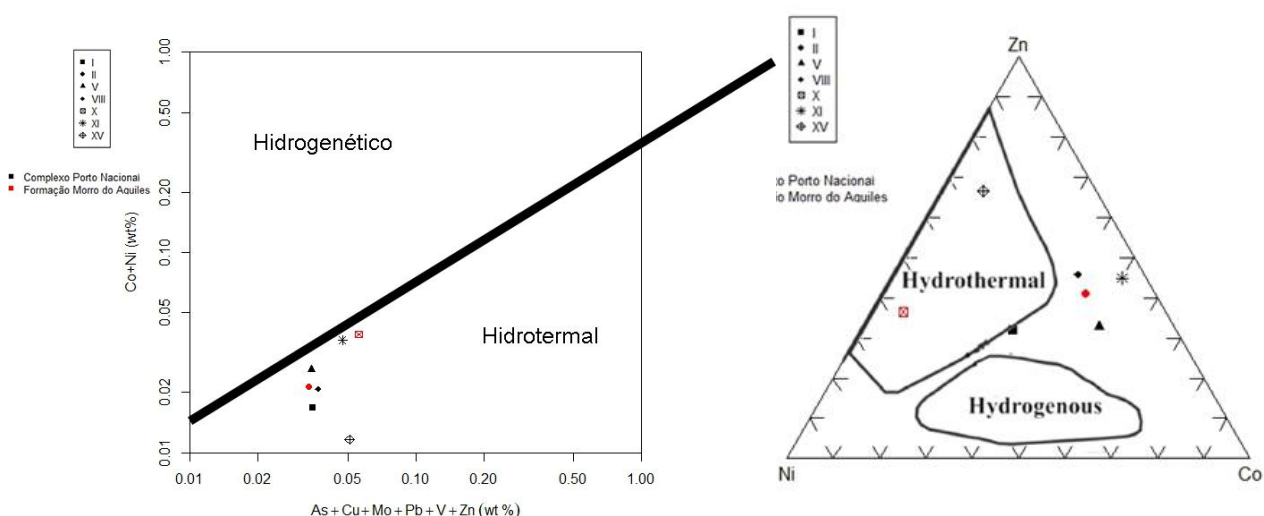
Tabela 16. Gonditos analisados pelo método geoquímico.

| Amostra | Unidade |
|--------------|--|
| TF18_I_78 | Complexo Porto Nacional (Paraderivado) |
| TF18_II_82 | Formação Morro do Aquiles |
| TF18_V_79 | Complexo Porto Nacional (Paraderivado) |
| TF18_V_65 | Complexo Porto Nacional (Paraderivado) |
| TF18_VIII_68 | Complexo Porto Nacional (Paraderivado) |
| TF18_X_89 | Formação Morro do Aquiles |
| TF18_XI_110 | Complexo Porto Nacional (Paraderivado) |
| TF18_XV_170 | Complexo Porto Nacional (Paraderivado) |

Os resultados foram analisados por meio do diagrama ternário Ni-Zn-Co, modificado de Choi e Hariva (1992) (Figura 75) alguns resultados de ambas as unidades indicam gênese por processos hidrotermais e apresentam distribuição homogênea, de forma a não ser possível diferenciar estes de acordo com sua unidade. Para melhor análise dos resultados, os dados também foram analisados por meio do diagrama da razão $As+Cu+Mo+Pb+V / Co+Ni$, de forma que todas as amostras apresentam origem hidrotermal.

Foram realizados tratamentos estatísticos nos gonditos de cada grupo, buscando identificar diferenças composicionais e não foi encontrado neste estudo diferença entre os gonditos do Morro do Aquiles e do Complexo Porto Nacional. Portanto, são necessárias mais estudos e análises.

Figura 75. Diagrama Ternário Ni-Zn-Co (modificado de Choi e Hariya 1992) e diagrama da da razão $As+Cu+Mo+Pb+V / Co+Ni$ (adaptado de Nicholson, 1992).



3.5.2. Granitos sin- a pós- tectônicas na Formação Morro do Aquiles

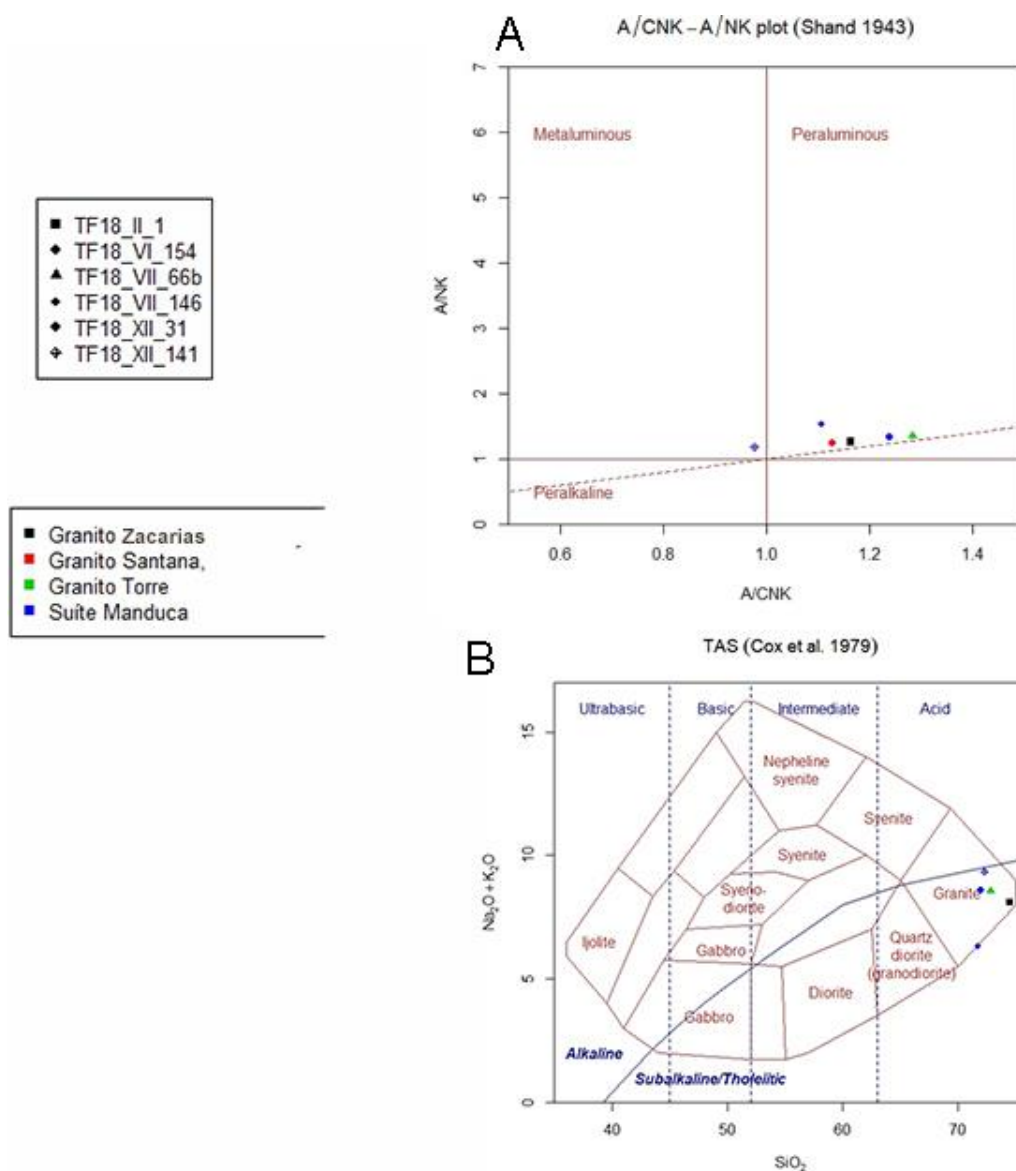
As rochas plutônicas localizam-se no centro norte do projeto Monte do Carmo, principalmente na área II, VI, VII e XII e são representadas por corpos graníticos intrusivos nos xistos da formação Morro do Aquiles. Elas correspondem aos granitos Torre, Santana e à suíte granítica Manduca, além de lentes graníticas com orientação paralela a Formação Morro do Aquiles. Foram realizadas 5 análises químicas nestes granitos (Tabela 17). O resultado da análise dessas amostras é apresentado no Anexo 1.

Tabela 17. Granitos analisados pelo método geoquímico.

| Amostra | ROCHA | Unidade |
|--------------|-----------------------|------------------|
| TF18_II_1 | Granito sin-tectônico | Granito Zacarias |
| TF18_VI_154 | Granito milonitizado | Granito Santana |
| TF18_VII_66b | Granito | Granito Torre |
| TF18_VII_146 | ígneia plutônica | Suíte Manduca |
| TF18_XII_31 | Granito milonito | Suíte Manduca |
| TF18_XII_140 | Granito porfirítico | Suíte Manduca |

Estas rochas foram submetidas a alteração hidrotermal, o que altera a sua composição química, portanto, estes resultados (Figura 76) devem ser usados com parcimônia.

Figura 76. Diagramas para análise dos granitos intrusivos na Formação Morro do Aquiles.



3.5.3. Litogeoquímica da área VI

A geoquímica foi feita nas amostras TF18_VI_154 e TF18_VI_156, correspondentes, respectivamente, ao biotita granito Santana e a um xisto circundante a ele. O objetivo da análise foi comparar a composição das duas amostras a fim de descartar a hipótese de que o xisto corresponde ao granito alterado. O resultado das análises é apresentado no Anexo 1.

Como é possível observar, a composição das duas amostras é bem diferente, o que descarta a hipótese de as duas litologias serem a mesma. O xisto apresenta valores altos de lítio e cromo, indicando hidrotermalismo. De acordo com essas análises, pode ser concluído que o biotita granito Santana é peraluminoso e intrusivo no xisto da Formação Morro do Aquiles, promovendo hidrotermalismo do mesmo.

➤ **Capítulo 4: Geologia Econômica**

4.1. DEPÓSITOS E OCORRÊNCIAS MINERAIS DO PROJETO MONTE DO CARMO

A região de Monte do Carmo e Porto Nacional é historicamente conhecida por suas inúmeras ocorrências de mineralizações de ouro em distintos contextos geológicos, o que faz da região um distrito aurífero. São conhecidas mineralizações em rochas máficas, ultramáficas e graníticas, sempre associadas a fortes controles estruturais. As atividades de exploração de ouro na região remontam ao século XVIII, quando bandeirantes começaram a extração na região, e durante muito tempo a produção de ouro limitou-se a atividades garimpeiras. Devido ao elevado potencial aurífero, programas de exploração mineral para ouro foram iniciados em meados dos anos 70, com campanhas minerais de diferentes mineradoras, como a Rio Novo, Kinross Gold Corporation, Mineração Taboca, Paranapanema Mining, Monte Sinai LTDA. e Cerrado Gold Inc.

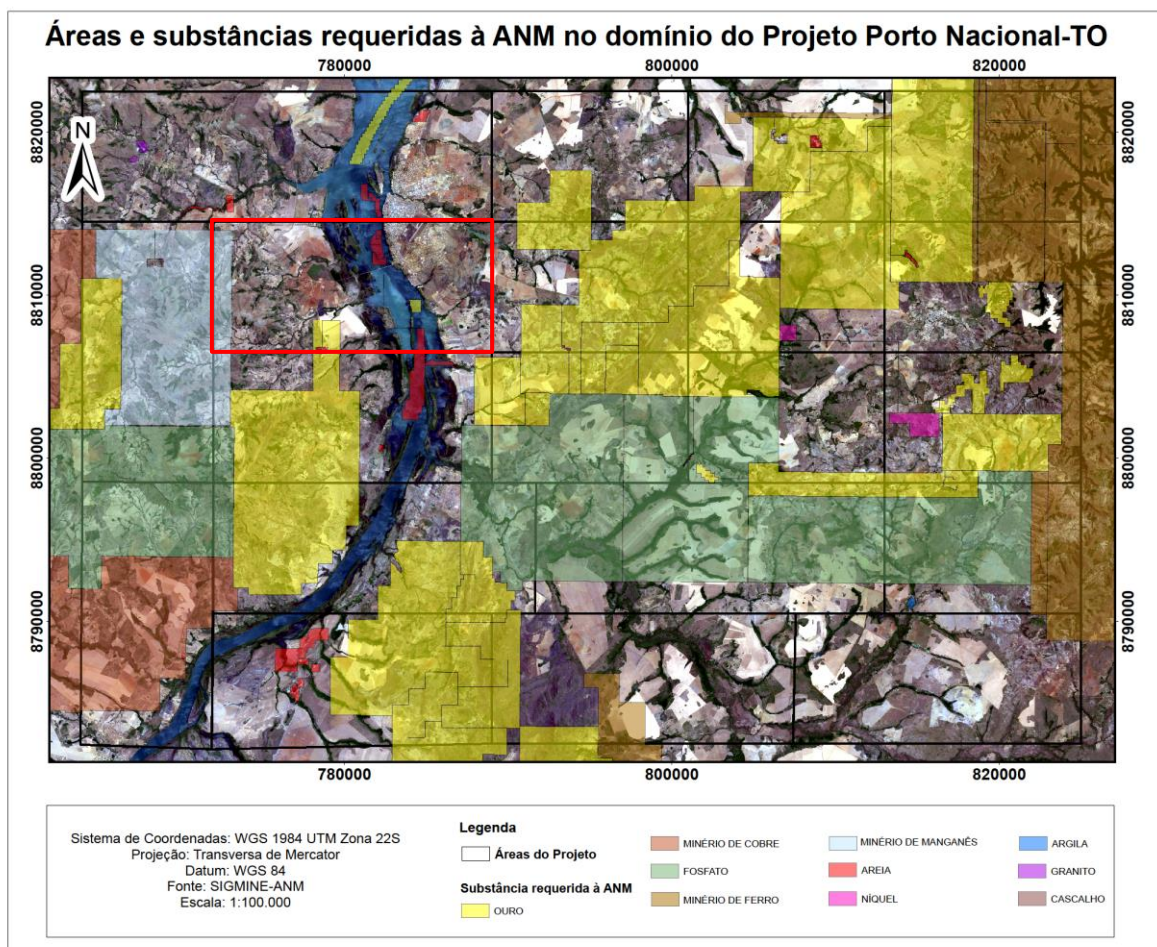
A região também apresenta outras ocorrências minerais diversas (Figura 77). Os ambientes e processos metalogenéticos observados e estudados durante o trabalho de mapeamento são variados e apresentam potenciais econômicos distintos, sob a perspectiva de exploração de diferentes recursos. Mesmo sendo uma área com um grande potencial, não há uma exploração expressiva.

4.1.1. Ocorrências e Potenciais Minerais Regionais

4.1.1.1. Ouro

Garimpos, cavas e pequenas empresas de mineração evidenciam o potencial econômico na exploração de ouro do distrito de Monte do Carmo. Na literatura são descritas inúmeras ocorrências auríferas hospedadas em veios de quartzo em corpos graníticos, xistos, paragneisses e milonitos. O sienogranito do Carmo possui um depósito em fase de pesquisa mineral, denominado de Depósito Serra Alta, operado pela empresa Cerrado Gold Inc, localizado na subárea IX. A mineralização se caracteriza como do tipo *intrusion related*, formada por dois sistemas de veios e vênulas que se interconectam em dois trends principais, NE-SW e NW-SE, desenvolvidos na cúpula do granito e associados a zonas de alteração hidrotermal, com presença de ouro associado a pirita, galena, esfalerita e calcopirita (Maia, 2016).

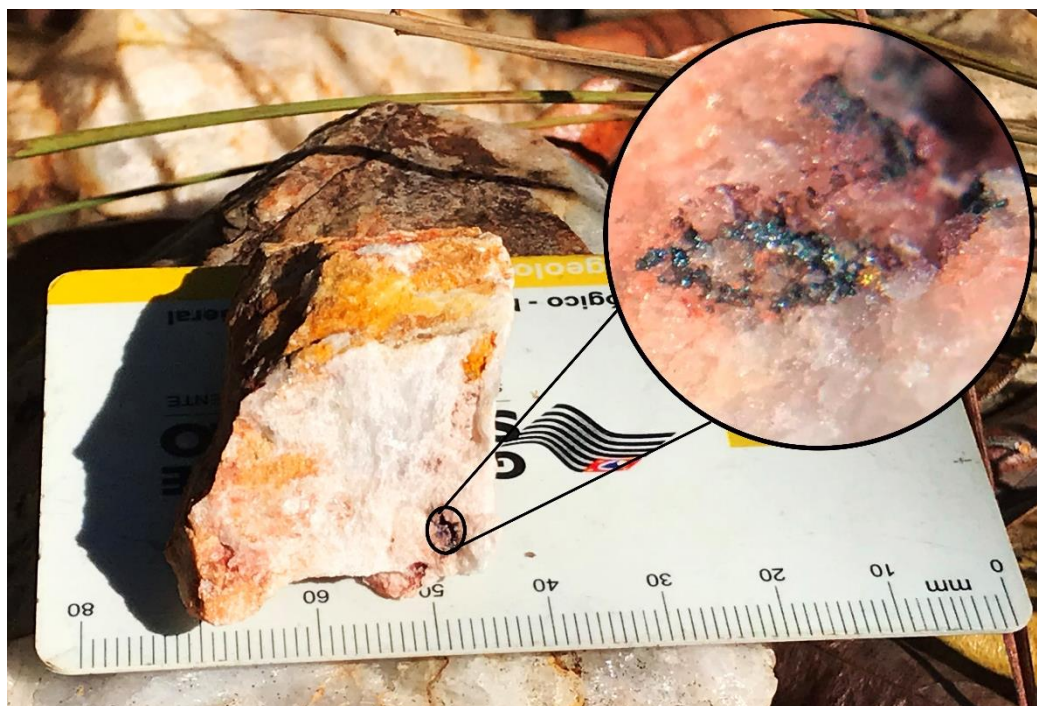
Figura 77. Mapa de substâncias requeridas à ANM na área do Projeto Porto Nacional.



Outro depósito existente na região estudada é o Depósito Manduca, na subárea XII. A mineralização está relacionada a fraturas e zonas de cisalhamento que conduziram às fases fluidas hidrotermais ricas em sílica, e metais. As rochas encaixantes dessa mineralização são sericita-xistos e xistos grafitosos, estes últimos atuando como um bom vetor de prospecção do minério.

Na porção norte da subárea VII, na altura do morro Lajeado, foi estudada a ocorrência de mineralizações auríferas associadas aos veios de quartzo, inseridos em zonas de cisalhamento com foliações NE-SW e NW-SE, onde a mineralização se concentra nas bordas das venulações (Figura 78). A ocorrência se encontra no limite das subáreas II e VII, encaixada no Granito Torre e rochas da Sequência Metassedimentar da Formação Morro do Aquiles.

Figura 78. Ouro livre encontrado em veio de quartzo hidrotermal na subárea II, com granulação inferior a 0.5mm.



4.1.1.2. Minério de Ferro

As ocorrências de minério de ferro aparecem associadas aos arenitos ferruginosos das rochas da Bacia do Parnaíba, que possuem estratos maciços de hematita, sendo necessária a análise do teor real do minério para determinar sua potencialidade econômica. Ocorrem nas áreas IV, IX, XIV, XVII e XIX.

4.1.1.3. Manganês

As ocorrências de formações manganésíferas são pontuais, na forma de gonditos ou como minério amorfo, seguindo a estruturação regional com atitude N30-N40E. A gênese das ocorrências é interpretada como enriquecimento supergênico de protominério relacionado à sedimentação química de minerais ricos em manganês, em ambiente vulcanogênico, causado por percolação de fluidos, e facilitado pela flutuação do nível freático (CPRM, 2017). As mineralizações relacionadas aos gonditos estão presentes nas subáreas I, III, V, VI, VIII, X, XI e XV.

4.1.1.4. Grafita

As ocorrências de grafita na região são relatadas nas subáreas V, VI, VIII e XI, em xistos grafitosos e grafita gnaisses, pertencentes à Unidade Paraderivada do Complexo Porto Nacional. O minério tem sua gênese associada ao metamorfismo regional em fácies granulito

de protólitos sedimentares ricos em matéria orgânica. Na subárea V, afloramentos expressivos foram observados nas trincheiras do garimpo de ouro, onde a grafita se concentra em camadas. Análises para identificar o grau de cristalinidade da grafita, principal fator que determina o valor deste tipo de minério, devem ser desempenhadas para avaliar o potencial econômico do recurso.

4.1.2. Minerais e Rochas Industriais

4.1.2.1. Feldspatos

O crescimento no consumo de feldspato está dominado pelas indústrias de revestimento cerâmico e de coloríficos. Esse aumento pela demanda de feldspato deve-se ao desenvolvimento do processo de produção de porcelanato que usa, na massa cerâmica, cerca de 60% de feldspato (Luz & Lins, 2008). Assim, fontes de feldspato potássico alternativas têm sido exploradas. No Projeto Monte do Carmo, tem-se abundância de meta-sienogranitos, de granulação média, com grande proporção de feldspato potássico (~40%) nos corpos das suítes Ipueiras e Lajeado. Esses meta-granitos podem atuar como uma fonte alternativa economicamente viável para esse mineral.

4.1.2.2. Agregados

Materiais relacionados ao mercado da construção civil são abundantes na área e são utilizados para a produção de asfalto, estradas, calçamento e cimento. Os grandes depósitos aluvionares presentes na área do Projeto Monte do Carmo, os quartzitos da Sequência Metassedimentar Indiferenciada e a extensa cobertura laterítica, são fontes propícias para a exploração de areias e agregados. A areia encontrada de forma geral na cobertura aluvionar varia de média a grossa, sendo composta por quartzo e minerais micáceos. Empresas que já fazem a exploração desse recurso, na Área XVIII, usam o método de dragagem para a extração de areia lavada. O quartzito pode ser considerado um potencial viável na extração de areia para fabricação de vidros, refratários e cimento.

O laterito, encontrado comumente em relevos planos, está disposto na forma de grandes blocos que por vezes apresentam dimensões métricas. Através da britagem, usa-se esse insumo para agregado de asfalto e, como exemplo típico, para agregados de cimento, como visto na Catedral de Nossa Senhora das Mercês em Porto Nacional.

4.1.2.3. Rochas ornamentais e/ou de revestimento

O crescente interesse pelas rochas ornamentais torna viável a sua exploração em diversos contextos geológicos. Na área do Projeto destacam-se corpos como o Granito Matança, que ocorre nas subáreas I e V; e os granitos da Suíte Ipueiras, expostos nas subáreas IV, IX, XIII, XIV, XV, XVI, XVIII e XIX. Os meta-granitos possuem granulação média a grossa e textura porfirítica gerada pela presença de fenocristais de K-feldspato. As ardósias da Sequência Metavulcanosedimentar Indiferenciada também possuem potencial para serem usadas como pedra ornamental. As rochas conglomeráticas da Sequência Sedimentar da Formação Monte do Carmo, localizadas na região nordeste da área XVII, são formadas por clastos polímiticos mal selecionados com fragmentos líticos de origens distintas, sem alteração e com baixo grau de fraturamento, possibilitando um potencial emprego como rocha ornamental.

4.2. DEPÓSITOS E OCORRÊNCIAS MINERAIS DA ÁREA VI

Na área VI do Projeto Monte do Carmo, não há a ocorrência de grandes depósitos economicamente viáveis, tendo sido observadas apenas algumas ocorrências que apresentam baixo potencial econômico, não sendo exploradas (Figura 79). Essas ocorrências serão melhor descritas abaixo.

4.2.1. Seixos

Na região sul da área VI, no contexto da Formação Jaicós, foram encontrados morrotes compostos por uma base de arenito médio a grosso com uma cobertura cerca de 2 metros de um nível conglomerático oligomítico, clasto suportado e ortoconglomerático. Os seixos presentes são de diferentes tipos de quartzito, com tamanho de até 3 cm e com tendência a serem oblatos. Foi encontrada uma cascalheira abandonada às margens da TO-070, na qual esses seixos eram o alvo econômico (Figura 80.A e B).

Esse tipo de seixo é utilizado na construção civil e na ornamentação. Na construção civil, é destinado à fabricação de concreto e revestimento de leito de estradas de terra. Na arquitetura e paisagismo é utilizado para fazer ornamentação de jardins em canteiros de plantas e para fazer caminhos, além de ser usado como revestimento de pisos e paredes.

Figura 79. Mapa das principais ocorrências minerais da área VI.

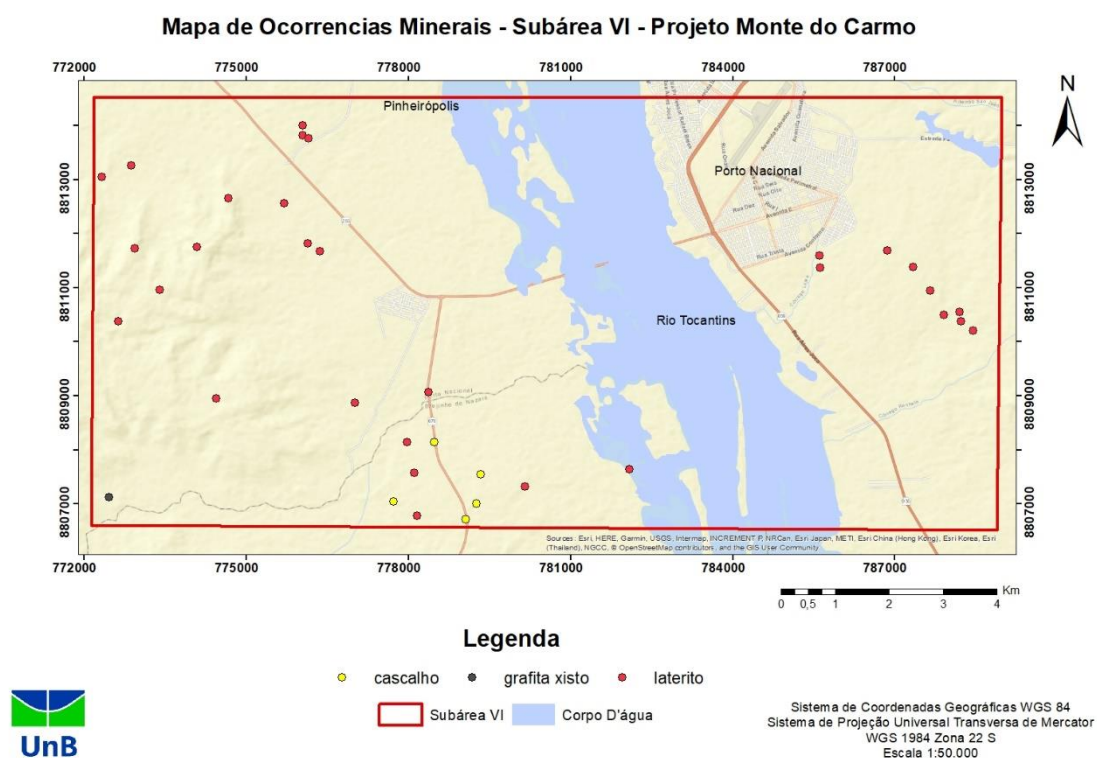


Figura 80. Morrotes de seixos da Formação Jaicós (TF_18_VI_118). A e B) Afloramentos em cascalheira abandonada às margens da TO-070.





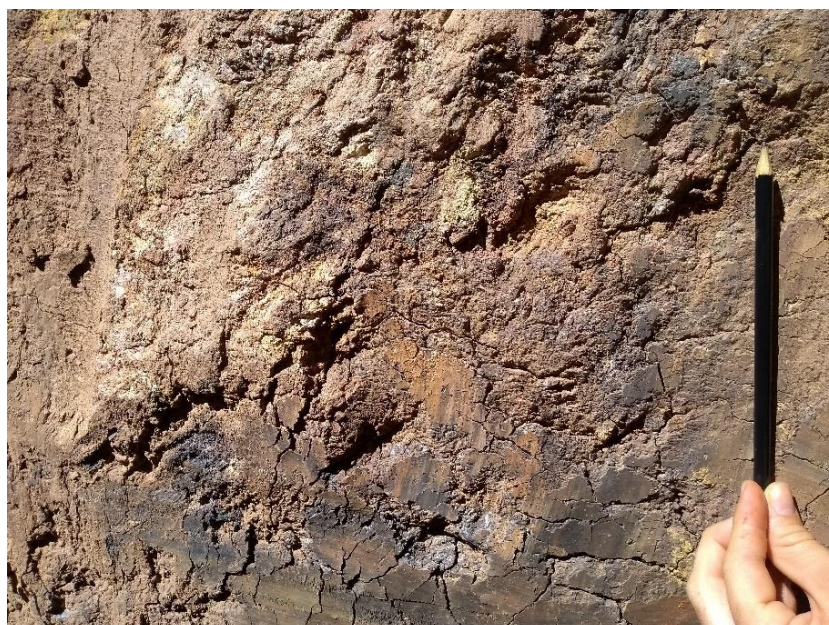
A e B) Afloramentos em cascalheira abandonada às margens da TO-070.

4.2.2. Grafita

Na região sudoeste da área VI, no contexto do Complexo Porto Nacional, forma encontrados grafita xistos em associação com veios de quartzo e com gonditos. Os grafita xistos encontrados apresentam a possibilidade de extração e comercialização da grafita (Figura 81).

O principal mercado da grafita hoje é a indústria tradicional de refratários (tijolos de alta temperatura e revestimentos utilizados na produção de metal, cerâmica, petroquímica e indústrias de cimento). Além desse segmento, a grafita é utilizada em baterias (anôdo de grafite); na produção de aço (como aditivo); e em lubrificantes.

Figura 81. Grafita Xisto encontrado na área VI (TF_18_VI_163).



4.2.3. Ouro

Na região sudoeste da área VI, no contexto do Complexo Porto Nacional, associados aos grafita xistos descritos, ocorrem veios de quartzo mineralizados. Esses veios de quartzo aparecem inseridos em zonas de cisalhamento, intrudindo as rochas do complexo e apresentam mineralizações auríferas associadas. A mineralização foi melhor observada na área V, onde há exploração de ouro.

4.2.4. Crosta Laterítica

Por toda a região mais plana da área VI ocorrem extensos afloramentos de crosta laterítica, e também no topo dos morros presentes na porção oeste da área. Essas crostas lateríticas são o produto da intensa exposição das rochas a severos processos intempéricos e ocorrem sobretudo em rochas do Complexo Porto Nacional e do Grupo Canindé. Ocorrem na forma de lajedos ou na forma de blocos *in situ* (Figura 82).

A crosta laterítica pode ser utilizada para aterro e pavimentação de estradas e rodovias, sendo usada também como fonte de argila com emprego na fabricação de tijolos.

Figura 82. Crosta laterítica.



A



A) Na forma de lajedo (TF_18_VI_64). B) Na forma de blocos in situ (TF_18_VI_51).

4.3. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A maioria das ocorrências minerais presentes na subárea VI são de minerais facilmente encontrados na natureza e considerados recursos minerais abundantes, com exceção da grafita. Entretanto, essa relativa abundância deve ser encarada com o devido cuidado. O custo de transporte dos locais de ocorrência aos centros de distribuição ou ao consumidor final encarece o preço final.

Como hoje no Brasil praticamente todo o transporte é feito por via rodoviária, idealmente esses minerais de valor com baixo valor de mercado devem ser explorados o mais próximo possível dos centros de consumo o que, na maioria das vezes, torna sua exploração antieconômica, já que o transporte encarece o preço do produto e torna inviável sua exploração.

➤ **Capítulo 5: Evolução Geológica**

5.1. Introdução

O quadro tectônico do Projeto Monte do Carmo consiste na justaposição de distintas e complexas unidades litoestratigráficas cuja gênese está relacionada a diversos processos e eventos geológicos de diferentes idades, como magmatismo, metamorfismo e orogêneses. Dentre estes eventos, dois ciclos orogênicos têm elevada relevância para a evolução tectônica da região: Orogênese Riacciana (2.3-2.05Ga) e Orogênese Brasileira (0.84 – 0.40 Ga) (Brito Neves *et. al.*, 2014).

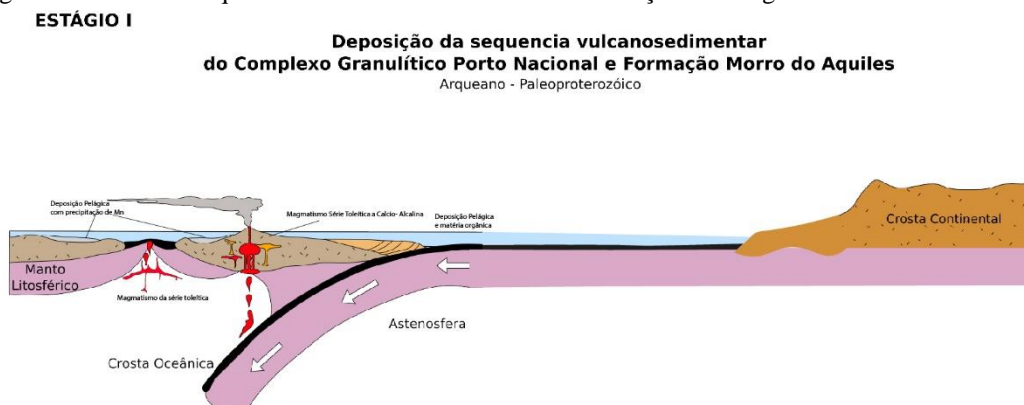
O grande gradiente metamórfico na área do projeto ocorre em função de dois eventos orogênicos espacialmente justapostos. A Orogênese Riacciana envolve os estágios I, II e III e é responsável pelo metamorfismo em fácies anfibolito a granulito nas rochas do Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles. A Orogênese Brasileira envolve o estágio IV e é responsável pelo metamorfismo em fácies xisto verde a anfibolito das demais unidades geológicas de idade proterozoica.

5.2. Estágio I - Formação do Complexo Porto Nacional e da Formação Morro do Aquiles - 2.20 a 2.12 Ga

No paleoproterozoico, entre 2.20 e 2.12 Ga (Gorayeb *et al.*, 2000), houve a formação das sequências vulcanossedimentares que atualmente são nomeadas como Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles, formadas em ambiente de arco de ilha (Figura 83), visto que os protólitos da unidade ortoderivada do Complexo Porto Nacional compõem uma série magmática contínua de basaltos a dacitos (Gorayeb, 1996).

A formação das rochas paraderivadas ocorreu em bacias orogênicas associadas ao arco. O aporte sedimentar da bacia possivelmente consistiu de terrenos TTGs paleoproterozoicos e de vulcanismo concomitante a deposição na bacia, com idade máxima de deposição variando entre 2050 e 2150 Ma (Gorayeb, 1996). A Presença de Mn e Ba nas rochas do Complexo Porto Nacional sugere bacia de plataforma rasa oxínica (condição necessária para a deposição do Mn), cuja fonte pode ter sido através de duas hipóteses: I) fumarolas associadas a vulcanismo e II) paleocontinentes (Slack *et al.*, 2000 apud Dreher, 2009).

Figura 83. Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio I.



Fonte: Comissão de Evolução Geológica do Projeto Monte do Carmo.

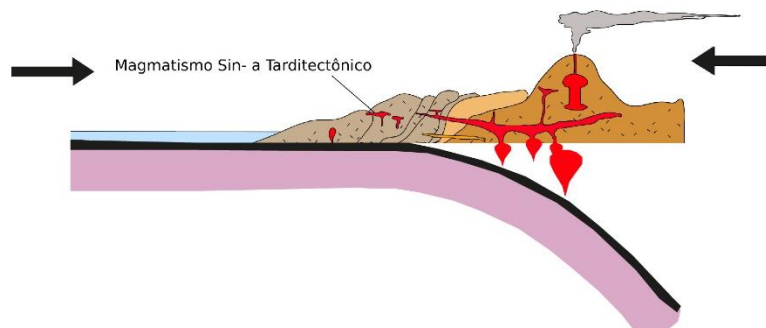
5.3. Estágio II – Orogênese Riacciana - 2.10 a 2.05 Ga

A manutenção do campo de tensões compressivas do estágio I resultou na gênese de um orógeno acrecionário envolvendo a colisão do arco de ilha com um paleocontinente (Figura 84). O amalgamento resultou em metamorfismo em fácies anfibolito a granulito do Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles em 2.1 Ga (Gorayeb *et. al.*, 2000). Os granitos Torre, Manduca e Santana, sin- a tardi-orogênicos, foram gerados durante a colisão; o caráter peraluminoso, a fácies metamórfica anfibolito e a deformação imposta evidenciam o ambiente tectônico e a cronologia da formação destes corpos.

Após a colisão iniciou-se o desenvolvimento de um arco continental. O magmatismo tipo I tardi-orogênico resultou na gênese das Suítes Santa Rosa e Ipueiras, entre 2.08 e 2.05 Ga (Fuck *et al.*, 2002; Chaves *et al.*, 2008; Saboia *et al.*, 2009). Atribui-se a influência de dois pulsos magmáticos em um mesmo evento tectono-térmico para a geração das suítes.

Figura 84. Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio II.





Fonte: Comissão de Evolução Geológica do Projeto Monte do Carmo.

5.4. Estágio III – Formação da Unidade Metassedimentar Indiferenciada

Para o terceiro estágio, o qual corresponde a deposição da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada, os dados coletados em campo e as análises feitas posteriormente permitiram que a sequência fosse interpretada como integrante de uma dentre duas possibilidades já descritas na literatura: Grupo Natividade (1.8 - 1.56 Ga) ou Formação Monte do Carmo (0.54 Ga), ambas interpretadas como ambientes sedimentares, mais especificamente plataformas marinhas rasas.

As similaridades com a Formação Monte do Carmo são um pouco mais numerosas, como a presença de quartzitos impuros com ocorrência de muscovita e plagioclásio, e vulcanismo associado; contudo também foram observadas diferenças como a presença de conglomerados polimíticos mapeados no PMC associados a Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada.

5.5. Estágio IV – Orogênese Brasileira – 800 a 500Ma

A colagem orogênica Brasileira foi dividida em quatro pulsos distintos: a) eocriogeniana (840 – 750Ma); b) tardicriogeniana-eoediacarana (650 – 590 Ma); c) eo-médio ediacarana (ca. 590 – 560 Ma) e d) orogênese cambriana (530 – 490 Ma) (Brito Neves *et al.*, 2014). De modo que, para o contexto do Projeto, cabe citar as influências do terceiro pulso, eo-médio ediacarano (590-560 Ma) associado a um possível arco continental, que envolveriam as unidades neoproterozóicas reportadas neste trabalho, com idades mais jovens que 600 Ma e as influências do quarto pulso, orogenia cambriana (530-490 Ma), cuja relação se estabelece com as intrusões MUM.

A deformação ocorrida durante o neoproterozoico foi responsável pela deformação das rochas pertencentes a todo o conjunto mapeado neste projeto, e foi responsável pela reorientação e sobreposição de estruturas previamente deformadas durante o Ciclo Riachão. Essa deformação possui caráter progressivo e estaria associada a grandes falhas de rejeito direcional relacionadas ao LTB.

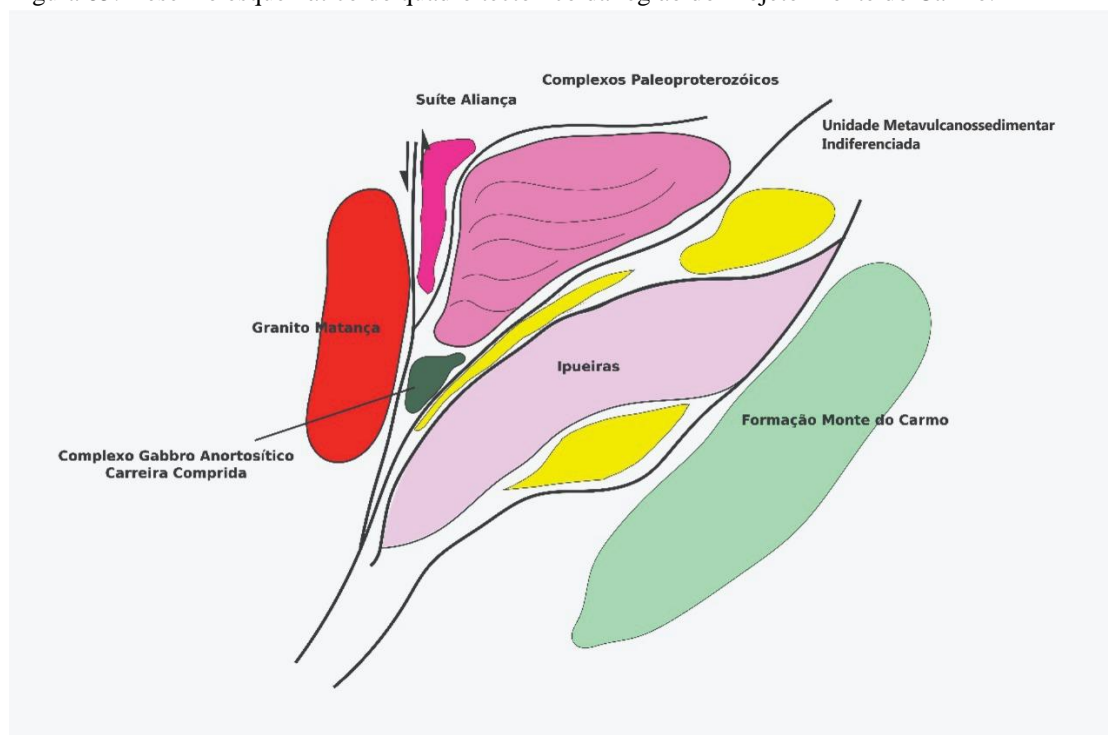
A Orogênese Brasileira foi responsável pelas feições de retrometamorfismo nas rochas paleoproterozóicas, e metamorfismo nas unidades mais jovens para fácies anfibolito, relacionadas com a exumação destas para níveis crustais mais rasos, assim como também metamorfismo em fácies xisto verde de rochas formadas no neoproterozoico. Durante o final deste ciclo se desenvolveram grandes falhas transcorrentes, que regionalmente são dextrais, mas na área total do projeto apresenta cinemática sinistral. Tais transcorrências estão alinhadas na direção NE/SW conforme o sentido do Lineamento Transbrasiliano.

A leste do Rio Tocantins ocorre uma maior diversificação dos terrenos associadas as suítes vulcânicas de diferentes idades. Nele estão inseridas as de idade paleoproterozóicas já discutidas no estágio II desta evolução além de também contarem com suítes de idade neoproterozóica as quais incluem a Formação Monte do Carmo e também intrusões máfica ultramáfica.

As unidades neoproterozóicas no contexto do Projeto Monte do Carmo compreendem rochas das Suítes Lajeado, Matança e Gabroanortosítica Carreira Comprida, cujas intrusões poderiam estar relacionadas ao alívio de tensão ao longo das zonas de cisalhamento dúcteis extensionais (Hutton *et al.*, 1990).

A Formação Monte do Carmo é uma sequência vulcanossedimentar bastante controversa na literatura, com Costa *et al.*, (1984) e Gorayeb *et al.*, (2000) a colocaram como paleoproterozoica ou mesoproterozoica; enquanto Saboia *et al.*, (2009) atribuíram à esta Formação idade Brasileira.

Figura 85. Desenho esquemático do quadro tectônico da região do Projeto Monte do Carmo.



Fonte: Comissão de Evolução Geológica do Projeto Monte do Carmo.

Ainda assim, a partir dos dados de campo e da literatura, pode-se inferir um ambiente tectônico continental com vulcanismo associado a um rifteamento pós-tectônico ao final da Orogênese Brasileira. A sucessão sedimentar em granocrescência ascendente com conglomerados polimíticos no topo e a falta de estruturas sedimentares sugerem um ambiente fluvial, associado a leques aluviais para a deposição dos sedimentos da Formação Monte do Carmo, com vulcanismo correlato e intercalado com a sedimentação.

Em relação às intrusões MUM, além das descritas por Lima (2008), foi individualizada na área XIV uma ocorrência de um outro corpo, denominada Intrusão Máfica-Ultramáfica Marimbondo, com características muito semelhantes aos corpos anteriormente descritos, mas com maior recristalização devida à grande influência da percolação de fluidos na zona de cisalhamento Areias.

Lima (2008) afirma, também, que tanto a Formação Monte do Carmo quanto as Intrusões Máficas-Ultramáficas compreendem rochas mais novas que 600 Ma, porém, sem idades de cristalização ou deposição prontamente definidas para todas as unidades. Ademais, ocorrência do corpo Marimbondo indica uma forte influência do LTB.

5.6. Estágio V – Bacia do Parnaíba

Posterior aos estágios descritos, já num momento de estabilização da plataforma sul-americana, a subsidência da bacia remete aos eventos sin- e pós-tectônicos da Orogênese Brasileira, responsável pela formação de grábens que se distribuem por toda a bacia, com eixos orientados de nordeste a norte (Almeida & Carneiro, 2004).

A porção da Bacia do Parnaíba englobada pelo Projeto Monte do Carmo corresponde ao registro sedimentar do intervalo Siluriano-Devoniano e a interpretação genética dos processos responsáveis por sua deposição é discutida a seguir.

A Formação Jaicós (Grupo Serra Grande) compõe a porção basal da Bacia do Parnaíba na região do Projeto Monte do Carmo e a partir das associações de fácies descritas foram identificados dois ambientes deposicionais distintos para a Formação Jaicós: (I) leques aluviais e (II) fluvial entrelaçado; ambientes que caracterizam um sistema continental. A análise da sucessão vertical dessa unidade revela um caráter episódico para a deposição das diferentes fácies, com variações no nível do aporte sedimentar, marcado pela intercalação entre níveis conglomeráticos, areníticos e pelíticos.

Em contato gradacional com a Formação Jaicós, encontra-se a Formação Itaim (Grupo Canindé). Esta unidade litoestratigráfica é caracterizada como a zona transicional entre as formações Jaicós e Pimenteiras. Devido as exposições sub-verticais na Bacia do Parnaíba e sua pouco expressiva espessura (aproximadamente 40 m), diversos autores (Vaz *et al.*, 2007) optam por incluir esta unidade, cartograficamente, na base da Formação Pimenteiras.

A associação de fácies para a Formação Itaim revela um ambiente de shoreface médio/inferior caracterizado pela ação de fluxos oscilatórios que imprimem estruturas do tipo swaley e hummocky cross stratification. Características de um sistema plataformar marinho raso dominados por ondas de tempestade.

Como mencionado anteriormente, a Formação Pimenteiras (Grupo Canindé) marca a primeira grande incursão marinha na Bacia do Parnaíba. As rochas desta unidade definem um relevo na forma de frentes escarpadas contínuas e aplainadas, o que dificulta o estudo em detalhe das fácies desta unidade na região. Desta forma, não se pode relacionar com precisão a relação estratigráfica destas fácies, apenas que elas ocorrem intercaladas ao longo da área.

A formação apresenta como principal característica a presença de sedimentos ricos em ferro, denominados de Ironstones. A origem e a forma de transporte deste ferro que se manifesta através das fases minerais goethita e hematita que cimentam as fácies desta unidade ainda é controversa. De forma geral, existem duas hipóteses sobre a origem do ferro na Bacia do Parnaíba:

Grande concentração de ferro através de processos de lateritização e condições favoráveis para remobilização de Fe até a bacia.

Crostras ferruginosas geradas devido a clima temperado e condições podzolizantes. Fragmentos destas crostras teriam sido transportados junto a sedimentos de rios. Porém, para que isso acontecesse, haveria de ocorrer a mudança brusca de um clima frio para tropical húmido (Amaro *et al.*, 2012).

Em ambas, o transporte de Fe seria favorecido por complexos húmicos e flúvicos. Podendo assim, supor a presença de ecossistemas lagunares redutores (Krachler *et al.*, 2010). Amaro (2012) sugere que na formação dos Ironstones houve tanto contribuição detrítica como química, significando que, além da precipitação marinha, foram aportados para a bacia produtos de erosão continental. Ao chegar ao oceano, o Fe em solução teria sido oxidado e precipitado, formando lâminas ferruginosas que substituiu ou se misturou com o material pelítico do substrato.

5.7. Estágio VI – Diques Máficos

Já relacionados à abertura do Oceano Atlântico no período Jurássico/Triássico e Cretáceo, Oliveira (2017) descreve A Formação Mosquito (FM) e Formação Sardinha (FS) como ocorrências basálticas expressas na área do Projeto Monte do Carmo com diques NW/SE, E/W, e, mais restritamente, NE/SW.

➤ **Capítulo 6: Conclusões**

6.1. Introdução

O mapeamento realizado no âmbito do projeto Monte do Carmo, em escala de 1:50.000, propôs mudanças cartográficas significativas em relação aos mapas anteriormente produzidos (Figura 86). Além disso, o conjunto de dados obtidos permitiu um melhor entendimento acerca das relações cronoestratigráficas e estruturais da área.

6.2. Contribuições do Projeto Monte do Carmo

O Projeto Monte do Carmo realizou um mapeamento em escala maior do que as que haviam sido realizadas na região, proporcionando um maior detalhamento. Um diferencial do mapa proposto foi a presença das coberturas detrítico-lateríticas que não haviam sido consideradas nos mapas anteriores.

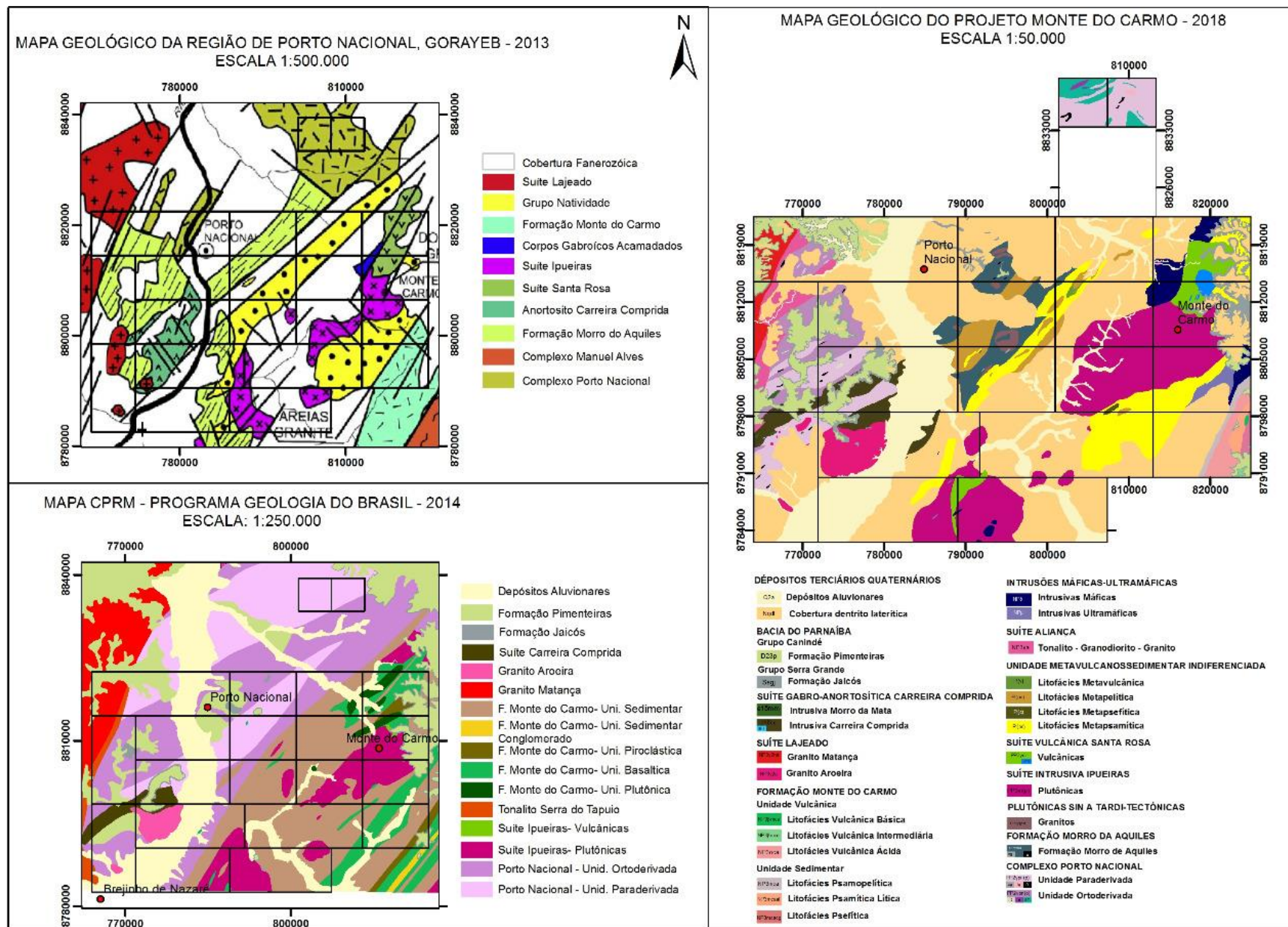
Na porção leste da área do projeto foram detalhadas as rochas da Bacia de Monte do Carmo, sendo melhor delimitadas, além da separação das rochas máficas e das ultramáficas da unidade Intrusões Máficas e Ultramáficas. Foram detalhadas também as rochas da Suíte Vulcânica Santa Rosa e da Suíte Ipueiras.

Na porção centro leste da área do projeto foi proposta uma nova unidade, a Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada, para caracterizar rochas antes classificadas como Grupo Natividade, segundo Gorayeb 2013, e como Formação Monte do Carmo, segundo CPRM 2014. As rochas mapeadas apresentavam semelhanças e diferenças com relação às duas unidades anteriormente propostas. Dessa forma, foi proposta uma nova classificação que melhor caracterizasse essas rochas.

Na porção central da área do projeto as rochas foram classificadas como parte da Formação Morro do Aquiles, tendo sido anteriormente classificadas como parte do Complexo Porto Nacional.

Na porção oeste da área do projeto foram detalhadas as rochas da Formação Gabro Anortosítica Carreira Comprida, das rochas da Suíte Aliança e também foram delimitadas lentes de orto e para derivadas das rochas do Complexo Porto Nacional. Foram também definidos gonditos e grafita xistos como parte do Complexo Porto Nacional, anteriormente atribuídas à Formação Morro do Aquiles.

Figura 86. Comparação entre os mapas geológicos de Gorayeb *et al.*, (2013), da CPRM (2017) e do Projeto Monte do Carmo (2018).



6.3. Contribuições da Área VI

A área VI teve um papel importante para o projeto por meio confirmação da presença de discordâncias importantes na região do projeto, que controlaram a deposição das rochas da Bacia do Parnaíba. Foram também detalhadas lentes de rochas paraderivadas em meio ao domínio de rochas ortoderivadas do Complexo Porto Nacional, além da classificação das rochas presentes na porção sudeste da área como Formação Morro do Aquiles e da presença do Granito Santana intrudindo as rochas dessa formação.

6.4. Considerações Finais

Embora o Projeto Monte do Carmo tenha contribuído com uma grande quantidade de dados para o melhor entendimento dessa região, ainda são necessários muitos estudos para que se possa entender a geologia da região.

Durante esse trabalho foi possível entender melhor a Bacia de monte do Carmo, com o melhor detalhamento e delimitação das rochas que o constituem. O papel do Lineamento Transbrasiliano ficou claro, com a paralelização da maioria das estruturas observadas na área em um trend NE-SW. Também foi possível delimitar melhor o Complexo Granulítico Porto Nacional, sendo ainda necessários mais estudos e maior detalhamento para entende-lo de fato.

Faz-se necessário um mapeamento mais detalhado nas rochas da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada, proposta no presente trabalho, para que ela possa ser melhor definida, já que foi um dos pontos mais debatidos durante o projeto.

➤ **Capítulo 7: Referências Bibliográficas**

ALMEIDA, F. F. M. 1977. **Províncias Estruturais Brasileiras**. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8., 1977, Campina Grande. Campina Grande: SBG. P.363-391.

ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B.; CARNEIRO, C.D.R. 2000. **The origin and evolution of the South American Platform**. Earth-Sci. Rev., n.50, p.77-111.

ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. 2004. **Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados**. In: MANTESSO-NETO,V.; BARTORELLI,A.; CARNEIRO,C.D.R.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. 1981. **Brazilian Structural Provinces: An Introduction**. Earth Sci. Rev., n.17, p.1-29.

AMARO, G. J. L.; VILLAS, R. N. N.; KOUTSCHOUBEY, B.. **Estudo petrográfico e geoquímico dos ironstones da base da Formação Pimenteiras, borda Oeste da Bacia do Parnaíba, Tocantins**. Revista Brasileira de Geociências, v. 42, p. 373-392, 2012.

ALOS Research na Application Project of EORC, JAXA. Disponível em <http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/about/palsar.htm>. Acessado em junho de 2018.

ALVARENGA C.J.S., MOURA C.A.V., GORAYEB P.S.S., ABREU F.A.M. 2000. **Paraguay and Araguaia Belts**. In: Cordani et al. Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, SBG. p. 183-194. Dardenne, m. a. The Brasília fold belt.

ALVARES, C. A., Stape, J. L., Sentelhas, P. C., de Moraes, G., Leonardo, J., & Sparovek, G. 2013. Köppen's climate classification map for Brazil. Meteorologische Zeitschrift, 22(6), 711-728.

ARCANJO, J.B. 2001. Fotogeologia: conceitos, métodos e aplicações. CPRM/SGB, Salvador, 144.

ARCANJO, S.H.S. 2002. **Evolução Geológica das seqüências do Embasamento na porção sul do Cinturão Araguaia–Região de Paraíso do Tocantins**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 181 p.

ARCANJO, S.H.S. & Moura C.A.V. 2000. **Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia. Região de Paraíso do Tocantins (TO)**. Revista Brasileira de Geociências, 30(4):665-670.

ARCANJO, S. H. S.; Abreu, F. A. M.; Moura, C. A. V. 2013. **Evolução Geológica das Sequências do Embasamento do Cinturão Araguaia na Região de Paraíso do Tocantins (To), Brasil**. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.43, n.3, p.501-514.

ASF – Alaska Satellite Facility. Disponível em <https://www.asf.alaska.edu/sar-data/palsar/about-palsar/>. Acessado em junho de 2018.

BARBOSA, O.; RAMOS, J. R. A.; GOMES, F. A., HELMBOLD, R. 1966. **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia**. Rio de Janeiro: DNPM.

BARRADAS, J. A. S. 1993. **Geocronologia das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas da porção centro-sul do Estado do Tocantins (região de Porto Nacional-Monte do Carmo)**. Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 85p.

BEZERRA, Pedro Edson Leal et al. 1981. **Associação plutono-vulcânica de Ipueiras**. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, v. 1, p. 363-375.

BIZZI, L. A. et al. 2003. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, p.227-334. ISBN 8523007903.

BRAGA L. M. V., DARDENNE, M. A., JUNQUEIRA-BROD, T. C., SABOIA, A. M., PAULINO, F., PEREIRA, G. S. P., OLIVEIRA, A. A. 2008. **Geologia da Região da Pedra Furada, Monte do Carmo, TO**. In: IV Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, IV, Foz do Iguaçu - PR. Anais - CD-ROM.

BRITO-NEVES, B. B. (Org.) **Geologia do continente sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, p.43-58.

BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. 2013. **The Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform**. Journal of South American Earth Sciences, n.47, p.72-89.

BRITO NEVES. B.B., FUCK, R.A., PIMENTEL, M.M. 2014. **The Brasiliano collage in South America: a review**. Brazilian Journal of Geology, 44(3), 493-518.

BUCHER, K., & GRAPES, R. 2011. **Metamorphism of Dolomites and Limestones**. In Petrogenesis of Metamorphic Rocks (pp. 225-255). Springer, Berlin, Heidelberg.

CHAVES C. L., Gorayeb, P.S.S., Moura, C.A.V., 2008. **Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozóicos do tipo A no setor setentrional da Província Tocantins**. Revista Brasileira de Geociências 38, 366-378.

CHOI, J. H.; & HARIYA, Y. 1992. **Geochemistry and depositional environment of Mn oxide deposits in the Tokoro Belt, northeastern Hokkaido, Japan**. Economic Geology, 87(5), 1265-1274.

Climate-data. org. Disponível em <https://pt.climate-data.org/america-do-sul/brasil/tocantins/monte-do-carmo-312478/>. Acessado em junho de 2018.

CORDANI U.G., MILANI E.J., THOMAZ FILHO A., CAMPOS D.A. 2000. **Tectonic Evolution of South America**. In: 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 855.

CORDANI U.G., PIMENTEL M.M., ARAÚJO C.E.G, Basei M.A.S, Fuck R.A., Girardi V.A.V. 2013a. **Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central Brazil**. American Journal of Sciences, 313:517-539.

CORDANI, U.G., SATO, K. 1999. **Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks**. Episodes, 22: 167-173.

CORDEIRO P. F. O., Oliveira C. G. O. 2017. **The Goiás Massif: Implications for a pre-Columbia 2.2-2.0 Ga continent-wide amalgamation cycle in central Brazil**. Precambrian Research, 298: 403-420.

CORREIA C.T., Girardi V.A.V., Tassinari, C.C.G.; Jost H. 1997. **Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of the Cana Brava layered mafic-ultramafic intrusion, Brazil, and considerations regarding its tectonic evolution**. Revista Brasileira de Geociências, p. 163-168, 1997.

COSTA, J. B. S. 1984. **Geologia da Região de Porto Nacional, GO**. Revista Brasileira De Geociências, São Paulo: SBG, V.14, N.1, P.3-11, Il.

COSTA, J.B.S. et al. 1983. **Projeto Paraíso do Norte**. Belém: MEC/UFPA/CVRD, p. 125.

COSTA, J. B. S. 1982. **Projeto Porto Nacional: Relatório Final**. UFBA. Belém. p.104.

COSTA J.B.S., LEMOS R.L., MARTINS J.P.A., BELTRÃO L.F., GÓES A.M., HASUI Y. 1984. **Geologia da região de Porto Nacional**. Rev. Bras. Geoc., 14:3-11.

COSTA, L.A.M., ANGEIRAS, A.G. 1971. **Geosynclinal Evolution in the Epi-Baikalian Plataform of Central Brazil**: Geol.Rund. 60(2), p. 1024-1050.

COSTA, L.A.M.; PORTELA, A.C.P.; NILSON, A.A.; VALE, C.R.O.; MARCHETTO, C.L.M.; SANTOS, E.L. dos; Meneghesso, G.; Inda, H.A.V.; Sterna, L.H.; Marchetto, M.; Baptista, M.B.; Fratin, O.; Mossmann, R.; Oliveira, T.F. de; Silva, W.G.1976. **Projeto Leste do Tocantins-Oeste do São Francisco**. PROSPEC/DNPM, Rel. Final.

CUNHA, B.C., POTIGUAR, L.A.T., IANHEZ, A.C., BEZERRA, P.E.L., PITTHAN, J.M.L., SOUZA Jr., J.J., MONTALVÃO, R.M.G., SOUZA, A.M.S., Hildred, T.R., Tassinari, C.C.C., 1981. **Projeto RADAMBRASIL, Folha SC.22-Tocantins**. Geologia 1, 21-196.

CURTO, J. B., R. M. Vidotti, R. A. Fuck, R. J. Blakely, C. J. S. Alvarenga, and E. L. Dantas. 2014. **The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data**. Journal of Geophysical Research Solid Earth, 119: 1544- 1562.

DANTAS, E. L., Araújo Filho, J. O., Oliveira C. G., Chiarini M. F. N., Fuck R. A., de Sordi D. A. 2007. **Geologia da Folha Porangatu SD.22-X-D-I**. Nota Explicativa. Brasília, CPRM/UnB, 98 p., 1 mapa.

DANTAS, E. L., Fuck, R. A., Oliveira, C. G., Araújo, J. O., Frasca A. A., Roig H. L., Almeida T., Vidotti R. M., Soares J. E., Praxedes I. 2013. **Compartimentação tectônica e cinemática da porção NE da Província Tocantins**. Anais do XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – SNET. Mato Grosso.

DARDENNE, M.A. 1978. **Zonação Tectônica na borda ocidental do Cráton São Francisco**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 30. Anais ... Recife, p.299-308, 1978.

DELLA FÁVERA J. C. 1990. **Tempestitos da Bacia do Parnaíba: um ensaio holístico**. Tese de Doutorado, Porto Alegre: Instituto de Geociências – UFRGS.

DESTRO N., Sztatmari P., Ladeira E. A. 1994. **Post-Devonian transpressional reactivation of a Proterozoic ductile shear zone in Ceará, NE Brazil**. Journal of Structural Geology, 16(1): 35- 45.

EMBRAPA – Monitoramento por Satélite. Disponível em https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/sat/conteudo/missao_alos.html. Acesso do em junho de 2018.

Encontra Tocantins. Disponível em <http://www.encontratocantins.com.br/sobre-tocantins.htm>. Acessado em junho de 2018.

FIGUEIREDO, A.M. & RAJA-GABAGLIA, G.P. 1986. **Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileira**. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 16(4): 350-369.

FRASCA, Antônio Augusto Soares (org.) et al. 2010. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Gurupi: SC.22- Z-D, estado de tocantins**. Goiânia: CPRM. 180 p. il. color. Escala 1:250.000. Cartografia da amazônia. Levantamentos Geológicos Básicos. Programa de Geologia do Brasil - PGB. Projeto Sudeste do Tocantins. ISBN 9788574990873.

FUCK, R. A., DANTAS, E. L., PIMENTEL, M. M., Botelho, N. F., JUNGES, S. L., HOLLANDA, M. H. B. M., ... & ARMSTRONG, R. (2002). **Crosta continental paleoproterozoica no embasamento da porção norte da Faixa Brasília: novos dados Sm-Nd e U-Pb**. SBG, Congr. Bras. Geol, 41, 308.

FUCK, R.A. 1994. **A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica da Província Tocantins**. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 4, Atas, p. 184-187.

GÓES, A.M. de O. & Feijó, F.J. 1994. **Bacia do Parnaíba**. Boletim de Geociências da Petrobrás, 8:57-67.

GORAYEB, P. S. S., CHAVES, C. L., MOURA, C. A. V., & DA SILVA LOBO, L. R. 2013. **Neoproterozoic granites of the Lajeado intrusive suite, north-center Brazil: A late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust**. Journal of South American Earth Sciences, 45, p. 278-292.

GORAYEB, P. S. S. 2010. **Estudo comparativo entre as províncias extensionais do NE da Província Tocantins e NW da Província Borborema**. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, vol. 45, p. 74.

GORAYEB, P. S. S. 2011. **Geologia do Estado do Tocantins: aspectos gerais e conhecimento atual**. Contribuição à geografia física do Estado do Tocantins, Editora Kelps, Goiânia, p. 19-45.

GORAYEB, P.S.S. 1996. **Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional-TO**. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, p. 262.

GORAYEB P. S. S., CHAVES, C. L., MOURA, C. A. V., LOBO, L, R, S., 2013. **Neoproterozoic granites of the Lajeado intrusive suite, north-center Brazil: A late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust**. Journal of South American Earth Sciences 45, p. 278-292.

GORAYEB, P.S.S., COSTA, J.B.S., LEMOS, R.L., GAMA Jr. T., BEMERGUY, R.L., HASUI, Y. 1988. **O Pré- Cambriano da Região de Natividade, GO**. Rev. Bras. Geoc., 18: 391-397.

GORAYEB P.S.S., MOURA C.A.V. 2001. **Aspectos geológicos e geocronológicos do Anortosito Carreira Comprida, região de Porto Nacional-TO**. In: Simp. Geol. Amaz., 7, Belém, Bol. Res. Exp., SBG-NO, CD Rom.

GORAYEB P. S. S., MOURA, C. A. V., BARROS, G. R., 2000. **Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional High-Grade Metamorphic Terrain, Northern portion of the Goiás Massif, Central-Brazil**. Revista Brasileira de Geociências, 30, p.215-224.

HARALYI, N.L.E., HASUI, Y. - 1985. **Interpretation of gravity and magnetic data, Central and Eastern Brasil.** In: HINZE, W.J. ed. The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps. Society of Exploration Geophysics, Tulsa, EUA, p. 124-131.

HASUI, Y. et al. 1987. **Considerações sobre a Geologia da Região de Porto Nacional e Ipueiras, GO.** Revista Brasileira De Geociências, São Paulo, V.17, N.3, P.295-301.

HASUI Y., COSTA J.B.S., GORAYEB P.S.S., LEMOS R.L., GAMA JR. T., BEMERGUY, R.L. 1984. **Geologia da região de Paraíso do Norte de Goiás.** In: SBG, Cong. Bras. Geol., 33, RJ, Anais, p. 2220-2230.

HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; ABREU, F. A. M. 1984. **Província Tocantins - Setor setentrional.** In: Almeida, Fernando Flávio Marques de; Hasui, Yociteru (Coord.). O pré-cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blucher Ltda p.187- 204.

HASUI, Y., Mito, J. A. 1988. **A Zona Sismogênica de Porangatu.** In: 35 Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. Anais. Sociedade Brasileira de Geologia, v. 5. p. 2173-2186.

HASUI, Y. & PONÇANO, W. 1978. **Organização estrutural e evolução da bacia de Taubaté.** In : CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 30, Recife, 197 8. Anais... Recife, SBG, v. I.

IGBE- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em <https://cidades.ibge.gov.br/brasil/to/monte-do-carmo/panorama>. Acessado em junho de 2018.

JAXA – Japan Aerospace Exploration Agency. Disponível em <http://global.jaxa.jp/projects/sat/alos/index.html>. Acessado em junho de 2018.

JOST H., Chemale Jr. F., Fuck R. A., Dussin I. A. 2013. **Uvã complex, the oldest orthogneisses of the Archean-Paleoproterozoic terrane of central Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, 47, p. 201-212.

KAMINSKY, F. V.; Sablukov, S. M.; Sablukova, L. I.; Zakharchenko, O. D. 2009. **The Fazenda Largo off-craton kimberlites of Piauí State, Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, 28: 288-303.

KRACHLER, Regina *et al.* Relevance of peat-draining rivers for the riverine input of dissolved iron into the ocean. **Science of the Total Environment**, v. 408, n. 11, p. 2402-2408, 2010.

LIMA, H.A.F., FERREIRA FILHO, C.F., PIMENTEL, M.M., DANTAS, E.L., ARAÚJO, S.M., 2009. **Geology, petrology and geochronology of the layered mafic-ultramafic intrusions in the Porto Nacional area, central Brazil.** Journal of South American Earth Science 26, 300e317.

LUZ, A. B. D.; LINS, F. A. F.; & COELHO, J. M. 2008. **Feldspato.** CETEM.

MAIA, J. G. D. A. 2016. **Caracterização da mineralização aurífera no Granito do Carmo, Depósito Serra Alta, município de Monte do Carmo (TO).** Dissertação de Mestrado n° 375, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

MARINI, O.J., FUCK, R.A., DANNI, J.C., DARDENNE, M.A., LOGUERCIO, S.O., RAMALHO, R. 1984b. **As faixas de dobramento Brasília, Uruaçu e Paraguai- Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás.** In: Schobbenhaus, C., Diógenes, A.C., Derge, G.R., Asmos, M.G. (Coord.) 1984. Geologia do Brasil. Brasília. DNPM. p. 251-303.

- MARQUES, G.C. 2009. **Geologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins**. Brasília, 122p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências - Universidade de Brasília. MOORE, B. 1963. Geological Reconnaissance of the southwest corner of the Maranhão Basin. Rio de Janeiro, Petrobrás-DEPEX, Relatório nº 1854.
- MCFEETERS, S.K. **The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features**. International Journal of Remote Sensing, v.17, n.7, p.1425-1432, 1996.
- MOORE, B. 1963. **Geological Reconnaissance of the southwest corner of the Maranhão Basin. Rio de Janeiro**. Petrobrás-DEPEX, Relatório nº 1854.
- MOURA, C. A. V.; SOUZA, S. H. P. 1996. **Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas**. In: SBG, Congresso Brasileiro De Geologia, 39., Salvador. Anais... Salvador: SBG, 1996. v.6, p.31-34.
- NETO, L. F.; FERREIRA, F. J. F. 2016. **Gamaespectrometria integrada a dados exploratórios multifonte em ambiente SIG aplicada à prospecção de ouro na Folha Botuverá, SC**. Revista Brasileira de Geociências, v. 33, n. suppl. 2, p. 197-208.
- NICHOLSON, K. 1992. **Contrasting mineralogical-geochemical signatures of manganese oxides; guides to metallogenesis**. Economic Geology, 87(5), 1253-1264.
- OLIVEIRA, D.C.; Mohriak, W.U. 2003. **Jaibaras through: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil**. Marine and Petroleum Geology, 20: 351-383.
- OLIVEIRA, Alisson Lopes. **Geologia e Petrologia dos basaltos das formações Mosquito e Sardinha, Bacia do Parnaíba**. 2017. 79 f., il. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade de Brasília, Brasília, 2017.
- PIMENTEL, M. M., FUCK, R. A. 1992. **Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil**. Geology, 20:375-379
- PETTIJOHN, F. J., Potter, P. E., & Siever, R. (1972). *Introduction and Source Materials. In Sand and Sandstone*. Springer, New York, NY, (p. 1-23).
- PIMENTEL, M. M., FUCK, R. A., GIOIA, S. M. C. L. 1998. **Novos dados Sm-Nd e o limite leste do Arco Magmático no Sudoeste de Goiás**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte. Anais SBG, p.39.
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; GIOIA, S. M. C. L. 2000. **The neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: a review and new Sm–Nd isotopic data**. Revista Brasileira de Geociências, n.30, p.35-39.
- PIMENTEL M.M., HEAMAN L., FUCK R.A., MARINI O.J. 1991. **U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil**. Precambrian Research, 52:321-335.
- PIMENTEL, M. M.; JOST, H.; FUCK, R. A. 2004. **O embasamento da Faixa Brasília e o arco Magmático de Goiás**. In: Mantesso-Neto, V. et al. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques. São Paulo: Beca, p.355-370.

PINHEIRO, B.L.S.; MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S. 2011. **Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades-modelo Sm-Nd**. Revista Brasileira de Geociências 41, 304-318.

PINHO, C.M.D.; Rennó, C.D.; Kux, H.J.H. 2005. **Avaliação de técnicas de fusão aplicadas à imagem Quickbird**. In: INPE, Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Anais, p. 4225-4232.

PRAXEDES, Igor Fernandes. 2015. **Lineamento transbrasiliiano, contribuição aerogeofísica, tectônica e geocronológica no setor nordeste da faixa Brasília**. 2015. xviii, 104 f., il. Dissertação (Mestrado em Geociências) Universidade de Brasília, Brasília.

Prefeitura Municipal de Monte do Carmo. Disponível em <http://www.montedocarmo.to.gov.br/>. Acessado em junho de 2018.

RAMOS, J.R. de A. & BARBOSA, R.A. 1967. **Geologia e petrografia da região de Porto Nacional e Miracema do Norte, Rio Tocantins**. In: SIMP. SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, 1, Belém, 1967. Atas... Belém, CNPq, p. 387-401.

RIBEIRO, P. S. E., ALVES, C. L. 2017. **Geologia e recursos minerais da região de Palmas** - Folhas Miracema do Norte SC.22-X-D, Porto Nacional SC.22-Z-B e Santa Teresinha SC.22-Z-A, escala 1:250.000. 484p. Programa Geologia do Brasil (PGB). Goiânia: CPRM.

SABOIA, A.M. 2009. **O vulcanismo em Monte do Carmo e litoestratigrafia do grupo Natividade, estado de Tocantins**. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 71.

SACHETT C.R. 1996. **Geologia, geoquímica isotópica e aspectos metalogenéticos das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas, Região de Monte do Carmo-TO**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, p. 92.

SACHETT C. R., LAFON, J. M., KOTSCHOUBEY, B. 1996. **Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr das rochas ígneas e dos veios auríferos da Região de Monte do Carmo (TO): Novos Resultados**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Anais, Salvador, p. 264-267.

SCHOBENHAUS Filho, C., 1975. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**. Folha Tocantins (SC.22). DNPM, Brasília, p. 56.

SCHOBENHAUS, Carlos *et al.* 1984. **Geologia do Brasil**. In: Geologia do Brasil. DNPM.

SEAGRO- Secretaria de Agricultura e Pecuária do Tocantins. Disponível em <https://seagro.to.gov.br/clima-no-tocantins/>. Acessado em junho de 2018.

SIEG – Sistema Estadual de Geoinformação do Estado de Goiás. Disponível em: http://www.sieg.go.gov.br/downloads/GOIANIA_APRESENTACAO_ALOS.pdf. Acessado em junho de 2018.

SOARES, P.C., Assine, M.L., Rabelo, L. 1998. **The Pantanal basin: recent tectonics, relationship to Transbrasiliano lineament**. In: IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. Anais. INPE (1998): 459-469.

STRIEDER, A.J., Gottardo, E., Cunha, F.S.S., Binotto, R.B., Mesquita, M.J.M. 1994. **O Significado Tectônico dos Lineamentos Transbrasilianos no Processo Colisional**

Neoproterozóico da Província Estrutural do Tocantins. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Resumo. Balneário Camboriú, SC, Brasil. v. 1. p. 267-269.

VAZ, P. T. et al. 2007. **Bacia do Parnaíba.** Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.253-263.

ZAETO – Zoneamento Agroecológico do Estado do Tocantins. Disponível em <http://www.zaeto.cnpm.embrapa.br/index.html>. Acessado em junho de 2018.